

PROJEÇÕES CLIMÁTICAS REGIONALIZADAS PARA A AMÉRICA DO SUL
COM ÊNFASE NOS IMPACTOS HIDROMETEOROLÓGICOS NA BACIA DO RIO
GRANDE – REGIÃO SUDESTE DO BRASIL

Felipe das Neves Roque da Silva

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Engenharia Civil.

Orientador(es): José Luis Drummond Alves

Marcio Cataldi

Rio de Janeiro

Março de 2016

PROJEÇÕES CLIMÁTICAS REGIONALIZADAS PARA A AMÉRICA DO SUL
COM ÊNFASE NOS IMPACTOS HIDROMETEOROLÓGICOS NA BACIA DO RIO
GRANDE – REGIÃO SUDESTE DO BRASIL

Felipe das Neves Roque da Silva

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LUIZ
COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE) DA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS
REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM
CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Examinada por:

Prof. José Luis Drummond Alves, D.Sc.

Prof. Marcio Cataldi, D.Sc.

Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph.D.

Prof. André Luiz Belem, D.Sc.

Dr. Joari Paulo da Costa, D.Sc.

Prof. Claudine Pereira Dereczynski, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

MARÇO DE 2016

Silva, Felipe das Neves Roque da

Projeções Climáticas Regionalizadas para a América do Sul com Ênfase nos Impactos Hidrometeorológicos na Bacia do Rio Grande – Região Sudeste do Brasil / Felipe das Neves Roque da Silva. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2016.

XXII, 225 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: José Luis Drummond Alves

Marcio Cataldi

Tese (doutorado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, 2016.

Referências Bibliográficas: p. 152-173.

1. Projeções de vazões. 2. Projeções de precipitação e temperatura. 3. Bacia do Rio Grande. 4. Cenários climáticos do IPCC. I. Alves, José Luis Drummond *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço a Deus por me proporcionar uma vida com bastante saúde e paz e força para superar os diversos obstáculos.

Agradeço a minha esposa Vivian e filha Mariana, pelo amor e compreensão em todos os momentos de muito trabalho, pelo apoio nas horas difíceis, pelo incentivo, e por entenderem as minhas muitas ausências ao longo destes anos. Ao meu gato (felino) Cirrus por toda a sua amizade e amor que sempre teve para comigo.

Aos meus pais Sebastião e Palmira e a minha avó Odete pelo amor e carinho demonstrados comigo durante toda a minha vida e por estarem sempre por perto, me ensinando, orientando e passando suas experiências de vida.

Aos meus orientadores José Alves e Marcio Cataldi por acreditarem no meu potencial, abraçarem a ideia desta tese, pelo incentivo à pesquisa e pelo crescimento profissional proporcionado através da orientação.

Agradeço a todos os amigos da Coordenadoria de Meteorologia do CEFET/RJ, Professores Leanderson Paiva, Almir Venancio, Daniel Neiva, Christiane Osório, Angela Tostes e administrativos Luiz Mariano e Ana Maria, pelo apoio e momentos de descontração, amizade e profissionalismo demonstrados comigo.

À direção geral do CEFET/RJ por permitir e me incentivar a realizar o meu doutorado e me dar todo o apoio e as condições de infra-estrutura que me auxiliaram nesse estudo.

Aos Professores do Programa de Engenharia Civil e dos outros programas da COPPE/UFRJ, pelo conhecimento transmitido nas disciplinas cursadas ao longo deste doutorado.

Ao corpo técnico do NACAD da COPPE/UFRJ, em especial ao Albino Aveleda e Orlando Caldas pelas inúmeras vezes em que me auxiliaram e por toda a ajuda e paciência que tiveram em resolver os diversos problemas encontrados

Ao corpo técnico e administrativo do Programa de Engenharia Civil da COPPE/UFRJ, em especial ao Jairo e Beth, e do LAMCE, Mônica e Sergio, agradeço pelo suporte institucional e apoio ao longo do período de realização do doutorado.

Ao pesquisador Ph.D. Abe Manabu do Center for Global Environmental Research (CGER), do National Institute for Environmental Studies (NIES) do Japão, por preparar e gentilmente ceder os dados do modelo global de clima MIROC que foram utilizados na tese.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

PROJEÇÕES CLIMÁTICAS REGIONALIZADAS PARA A AMÉRICA DO SUL
COM ÊNFASE NOS IMPACTOS HIDROMETEOROLÓGICOS NA BACIA DO RIO
GRANDE – REGIÃO SUDESTE DO BRASIL

Felipe das Neves Roque da Silva

Março/2016

Orientadores: José Luis Drummond Alves

Marcio Cataldi

Programa: Engenharia Civil

Este trabalho consiste na avaliação das projeções para o século XXI de temperatura e precipitação geradas pelos modelos regional de clima RegCM4 e global de clima MIROC para a América do Sul sob os cenários climáticos do IPCC B1 e A1B. As projeções de precipitação foram posteriormente inseridas no modelo hidrológico do tipo chuva-vazão SMAP para fornecer cenários de vazões na UHE Água Vermelha, localizada na Bacia Hidrográfica do Rio Grande, entre 2011 e 2100. Num primeiro momento, os modelos atmosféricos e hidrológicos foram validados sob condições de clima presente e comparados com valores observados. Os modelos foram capazes de simular os principais padrões observados sobre a América do Sul. Uma técnica de remoção de viés foi empregada, sendo fundamental na diminuição dos erros relativos dos prognósticos de precipitação. As projeções de temperatura indicam uma elevação progressiva de temperatura ao longo desse século. Em termos de precipitação, a tendência é de redução no centro-norte da América do Sul, inclusive na área da bacia, e aumento das chuvas no cone sul. Esses cenários de precipitação foram inseridos no modelo SMAP para gerar os cenários de vazões para a século XXI. As projeções indicam reduções nas vazões da ordem de -20 a -30% quando utiliza a chuva do modelo regional e de 5 a -15% quando utiliza a chuva do modelo global.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

REGIONALIZED CLIMATE PROJECTIONS FOR SOUTH AMERICA WITH
EMPHASIS ON HYDROMETEOROLOGICAL IMPACTS IN RIO GRANDE BASIN
- SOUTHEAST REGION OF BRAZIL

Felipe das Neves Roque da Silva

March/2016

Advisors: José Luis Drummond Alves

Marcio Cataldi

Department: Civil Engineering

This work evaluates the projections for the 21st century of temperature and rainfall generated by RegCM4 regional climate model and MIROC global climate model to South America under IPCC climate scenarios B1 and A1B. The rainfall projections were inserted in SMAP, a rainfall-runoff hydrological model, to provide scenarios of inflows in the Água Vermelha Hydroelectric Plant, located in the Rio Grande basin, between 2011 and 2100. Initially, atmospheric and hydrological models were validated under present climate conditions and compared to observed values. Models were able to simulate the main observed patterns over South America. A bias removal technique was employed and was essential to decrease errors related to rainfall. Temperature projections indicate a gradual elevation in temperature throughout this century. In terms of rainfall, the trend noticed was a reduction in north and central parts of South America, including the Rio Grande basin, and an increasing rainfall in the southern areas. These rainfall scenarios were inserted into the SMAP model to generate inflow scenarios for the 21st century. Projections indicate reductions in inflows of the order between -20 and -30% when using the regional model and 5 to -15% when using the global model.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. MOTIVAÇÃO	4
1.2. HIPÓTESE	7
1.3. OBJETIVO	8
1.4. ESTRUTURA DO TRABALHO	8
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	10
2.1. MODELAGEM ATMOSFÉRICA	10
2.1.1. Modelos Globais de Clima	13
2.1.2. Modelos Regionais de Clima	16
2.1.3. Spin-up do Modelo Atmosférico	20
2.2. MODELAGEM HIDROLÓGICA	21
2.3. CENÁRIOS CLIMÁTICOS DO IPCC.....	24
3. METODOLOGIA	29
3.1. MODELAGEM ATMOSFÉRICA	29
3.1.1. Clima Presente	29
3.1.2. Clima Futuro.....	33
3.2. MODELAGEM HIDROLÓGICA	34
3.2.1. Região de Estudo.....	34
3.2.2. Postos Pluviométricos	37
3.2.2.1. Preenchimento de Falhas	41
3.2.3. Análise da Precipitação na BHRG.....	42
3.2.3.1. Análise de Consistência	43
3.2.4. Modelo SMAP.....	44
3.2.5. Parâmetros do SMAP	47
3.2.6. Medidas de Avaliação do SMAP.....	48
3.2.6.1. Coeficiente de Eficiência	48
3.2.6.2. Teste de Sinal	49
3.2.6.3. Viés (BIAS)	50
3.2.6.4. Erro Percentual Absoluto	50
3.2.6.5. Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSE).....	51
3.2.6.6. Coeficiente de Determinação (R^2)	51
4. RESULTADOS - CLIMA PRESENTE	52
4.1. MODELAGEM ATMOSFÉRICA	52
4.1.1. Remoção de Viés na Precipitação	67
4.1.2. Análise Meteorológica do Período entre 1978 e 1981	71
4.2. MODELAGEM HIDROLÓGICA	83
4.2.1. Calibração	83
4.2.2. Validação 1	88
4.2.3. Validação 2	94
5. RESULTADOS - CLIMA FUTURO.....	100
5.1. MODELAGEM ATMOSFÉRICA.....	100
5.1.1. Cenários de Temperatura e Precipitação para o período 2011-2040	100
5.1.2. Cenários de Temperatura e Precipitação para o período 2041-2070	105
5.1.3. Cenários de Temperatura e Precipitação para o período 2071-2100	110
5.1.4. Condições de TSM e Índice de Oscilação Sul no Século XXI	116

5.1.5. Variáveis Atmosféricas no Século XXI	122
5.2. MODELAGEM HIDROLÓGICA	131
5.2.1. Cenários de Vazões para o Período 2011-2040.....	131
5.2.2. Cenários de Vazões para o Período 2041-2070.....	134
5.2.3. Cenários de Vazões para o Período 2071-2100.....	138
5.2.4. Análises dos Resultados	141
5.2.4. Distribuição de Frequência das Vazões no Século XXI.....	142
6. CONCLUSÕES	146
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	152
8. ANEXO A - MODELO REGCM4	174
8.1. HISTÓRIA.....	174
8.2. COMPONENTES DO MODELO	175
8.3. GRADE HORIZONTAL E VERTICAL.....	176
8.4. DINÂMICA DO MODELO	178
8.4.1. EQUAÇÕES DO MOVIMENTO	178
8.4.2. Equação da Continuidade	179
8.4.3. Equação da Energia Termodinâmica	180
8.4.4. Equação Hipsométrica	180
8.5. PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS.....	181
8.5.1. Radiação	181
8.5.2. Modelo de Superfície.....	181
8.5.3. Camada Limite Planetária.....	183
8.5.4. Precipitação Convectiva	184
8.5.5. Precipitação de Grande Escala.....	185
8.5.6. Fluxos Oceânicos.....	187
8.5.7. Ciclo Diário da TSM	188
9. ANEXO B - MODELO SMAP	189
10. ANEXO C - MODELO MIROC	194
10.1. INTRODUÇÃO	194
10.2. ACOPLADOR DE FLUXOS	194
10.3. MODELO ATMOSFÉRICO.....	196
10.3.1. Características gerais.....	196
10.3.2. Diferenciação e Resolução	197
10.3.3. Parametrizações Físicas	198
10.3.4. Condições de Contorno	199
10.4. MODELO DE SUPERFÍCIE TERRESTRE	200
10.4.1. Características gerais	200
10.4.2. Estrutura e Resolução do Modelo	200
10.4.3. Processos Tratados	201
10.4.4. Condições de Contorno	201
10.5. MODELO DE RIO.....	202
10.5.1. Dados de Rios e Resolução.....	202
10.6. MODELO DE OCEANO	202
10.6.1. Características gerais.....	203
10.6.2. Discretização.....	203
10.6.3. Geometria do Modelo e Resolução	204
10.6.4. Parametrizações Físicas	204

10.7. MODELO DE GELO MARINHO.....	206
10.7.1. Resolução.....	206
10.7.2. Espessura	206
10.7.3. Termodinâmica	207
10.7.4. Dinâmica	207
10.7.5. Fluxos Atmosfera-Oceano.....	208
11. APÊNDICE A - REMOÇÃO DE VIÉS	210
11.1. MODELO REGCM4.....	210
11.2. MODELO MIROC.....	218

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Energia armazenada nos reservatórios de água das regiões Sudeste (SE)/Centro-Oeste (CO), Sul, Norte e Nordeste de janeiro de 1996 a janeiro de 2016. (Fonte: ONS).....	6
Figura 2.1: Projeções de emissões e concentração de CO ₂ de diversos cenários de clima do IPCC para o século XXI. (Fonte: Adaptado de IPCC (2000) e CUBASCH <i>et al.</i> (2013)).	28
Figura 3.1: Domínio e a topografia (x10 ² metros) utilizados pelo modelo RegCM com as sub-regiões AMZ, NEB, SE e SUL, que foram utilizadas para análise. O contorno branco exibe a localização da Bacia Hidrográfica da UHE Água Vermelha (BHAV).....	31
Figura 3.2: Mapa da América do Sul mostrando as localizações das bacias hidrográficas brasileiras. A BHRG está representada pela área sombreada em amarelo. As linhas verdes representam os limites das bacias e as pretas, os limites estaduais. Fonte:Sistema de Informações Georreferenciadas do Setor Elétrico (SIGEL/ANEEL).	36
Figura 3.3: Localização da BHAV (linha branca) nos estados de São Paulo e Minas Gerais. O círculo preto representa a UHE Água Vermelha e as áreas sombreadas mostram a topografia da região (em x10 ² metros). Os limites estaduais são representados pelas linhas pretas. Fonte: Sistema de Informações Georreferenciadas do Setor Elétrico (SIGEL/ANEEL).....	37
Figura 3.4: Localizações dos postos pluviométricos na BHRG (círculos laranjas) e da UHE Água Vermelha (quadrado vermelho no canto superior esquerdo). A figura também exibe a área de drenagem da UHE Água Vermelha. As caixas representam a grade de 50 km do modelo RegCM e os respectivos pontos centrais os pontos de grade.	38
Figura 3.5: Localizações dos postos pluviométricos (círculos laranjas) de P1 a P46 dentro da área de drenagem da UHE Água Vermelha (quadrado vermelho).	39

Figura 3.6: Média mensal de precipitação dos 46 postos pluviométricos da BHRG. As barras exibem os valores máximos e mínimos encontrados em cada mês. .	42
Figura 4.1.1: Precipitação média (mm/dia) para o trimestre DJF entre 1971 e 2000. CRU (esquerda), RegCM4 (centro superior), MIROC (centro inferior). Diferença (mm/dia) entre o RegCM4 e o CRU (direita superior), e entre o MIROC e o CRU (direita inferior).	55
Figura 4.1.2: Semelhante à figura 4.1.1, mas para o trimestre JJA.	56
Figura 4.1.3: Diferença de precipitação (mm/dia) entre os trimestres DJF e JJA entre 1971 e 2000. CRU (esquerda), RegCM4 (centro) e MIROC (direita).	57
Figura 4.1.4: Temperatura média (°C) para o trimestre DJF entre 1971 e 2000. CRU (esquerda), RegCM4 (centro superior), MIROC (centro inferior). Diferença (°C) entre o RegCM4 e o CRU (direita superior), e entre o MIROC e o CRU (direita inferior).	58
Figura 4.1.5: Semelhante à figura 4.1.1, mas para o trimestre JJA.	59
Figura 4.1.6: Semelhante à figura 4.1.3, mas para temperatura média (°C).....	60
Figura 4.1.7: Ciclo anual de precipitação média (mm/dia) entre 1971 e 2000. CRU (azul escuro), RegCM4 (azul claro) e MIROC (vermelho). Sub-regiões: AMZ (a), NEB (b), SE (c) e SUL (d).....	61
Figura 4.1.8: Semelhante à figura 4.1.7, mas para temperatura média (°C).....	62
Figura 4.1.9: Média móvel de 3 meses da precipitação média mensal (mm/dia) entre 1971 e 2000. CRU (azul escuro), RegCM4 (azul claro) e MIROC (vermelho). Sub-regiões: AMZ (a), NEB (b), SE (c) e SUL (d).	64
Figura 4.1.10: Semelhante à figura 4.1.9, mas para temperatura média (°C).	66
Figura 4.1.11: Média móvel de 3 meses da precipitação média mensal (mm/dia) entre 1991 e 2000. CRU (azul escuro), RegCM4 (azul claro; sem remoção de viés, linha sólida; com remoção de viés, linha tracejada) e MIROC (vermelho; sem remoção de viés, linha sólida; com remoção de viés, linha tracejada). Sub-regiões: AMZ (a), NEB (b), SE (c) e SUL (d).	68
Figura 4.1.12: Ciclo anual médio da precipitação (mm/dia) entre 1991 e 2000. CRU (azul escuro), Reg (linha sólida azul), RegV com remoção de viés (linha	

tracejada azul), MIR (linha sólida vermelha) e MIRV com remoção de viés (linha tracejada vermelha). Sub-regiões: AMZ (a), NEB (b), SE (c) e SUL (d).....	69
Figura 4.1.13: BIAS da precipitação média mensal (mm/dia) entre 1991 e 2000. Reg (linha sólida azul), RegV com remoção de viés (linha tracejada azul), MIR (linha sólida vermelha) e MIRV com remoção de viés (linha tracejada vermelha). Sub-regiões: AMZ (a), NEB (b), SE (c) e SUL (d).....	71
Figura 4.1.14: Média móvel de 3 meses da precipitação média mensal (mm/dia) entre 1971 e 2000 para a sub-região SE. CRU (azul escuro), RegCM4 (azul claro) e MIROC (vermelho). As caixas roxas destacam os períodos de simulação de chuva bem mais secos do que o observado.....	72
Figura 4.1.15: Anomalias de precipitação (mm/dia) simuladas pelos modelos RegCM (superior) e MIROC (meio) e observadas pelo CRU (inferior) para os períodos de verão (dezembro-janeiro-fevereiro, DJF) de 1978-1979 (a), 1979-1980 (b) e 1980-1981 (c). Esses valores de anomalia foram calculados com base no período entre 1971 e 2000. A caixa em azul mostra a área SE.	74
Figura 4.1.16: Anomalias de pressão (em mb) reduzida ao nível médio do mar simuladas pelos modelos RegCM (esquerda) e MIROC (direita) para os períodos de verão (DJF) de 1978-1979 (a), 1979-1980 (b) e 1980-1981 (c). Esses valores de anomalia foram calculados com base nos anos de 1971 a 2000. O campo médio dessa variável em DJF de 1971 a 2000 está representado em (d). A caixa em azul mostra a área SE.	76
Figura 4.1.16: Continuação.	77
Figura 4.1.17: Semelhante à figura 4.1.16, mas para o campo velocidade vertical ômega (em 10^1 Pa/s) no nível de 500 mb.....	78
Figura 4.1.17: Continuação.	79
Figura 4.1.18: Semelhante à figura 4.1.16, mas para o campo de água precipitável (em mm) entre a superfície e o nível de 300 mb.....	81
Figura 4.1.18: Continuação.	82

Figura 4.2.1: Vazões mensais observadas e calculadas pelo SMAP (linhas inferiores; eixo das ordenadas à esquerda) para a Cal-46 e a chuva ponderada (na parte superior; eixo das ordenadas à direita) para a área de drenagem da UHE Água Vermelha.....	85
Figura 4.2.2: Semelhante à figura 4.2.1, mas para a Cal-10.....	86
Figura 4.2.3: Vazões trimestrais observadas e calculadas pelo SMAP para a Cal-46 (linhas inferiores; eixo das ordenadas à esquerda) e médias trimestrais de longo prazo (para o período da Cal-46) das vazões observadas e calculadas nas estações SON, DJF, MAM e JJA (linhas superiores; eixo das ordenadas à direita).....	87
Figura 4.2.4: Semelhante à figura 4.2.3, mas para a Cal-10.....	87
Figura 4.2.5: Vazões (em m^3/s) observada e simuladas utilizando a chuva observada (com 46 pontos) e simulada pelo modelo RegCM para o período da validação 1 (entre junho de 1981 a maio de 1990).....	90
Figura 4.2.6: Vazões (em m^3/s) observada e simuladas utilizando a chuva observada (com 10 pontos) e simulada pelo modelo MIROC para o período da validação 1 (entre junho de 1981 a maio de 1990).....	91
Figura 4.2.7: Vazões trimestrais observadas e calculadas pelo SMAP utilizando a chuva do modelo RegCM para o período da validação 1 (linhas inferiores; eixo das ordenadas à esquerda) e as respectivas médias das dessas vazões trimestrais para SON, DJF, MAM e JJA (linhas superiores; eixo das ordenadas à direita).....	92
Figura 4.2.8: Vazões trimestrais observadas e calculadas pelo SMAP utilizando a chuva do modelo MIROC para o período da validação 1 (linhas inferiores; eixo das ordenadas à esquerda) e as respectivas médias das dessas vazões trimestrais para SON, DJF, MAM e JJA (linhas superiores; eixo das ordenadas à direita).....	92
Figura 4.2.9: Ciclo anual dos erros percentuais médios das vazões calculadas (com as chuvas observada, simulada pelo RegCM e simulada pelo MIROC) em relação às vazões observadas na BHAV no período da validação 1, entre	

1981 e 1990. Entre parênteses estão as respectivas médias anuais dos erros percentuais.	93
Figura 4.2.11: Frequência (superior) e frequência relativa cumulativa (inferior) das vazões observadas e calculadas pelo SMAP para a BHAV no período da validação 2.	97
Figura 4.2.12: Quantis $q_{0,05}$, $q_{0,25}$, $q_{0,5}$, $q_{0,75}$ e $q_{0,95}$ das séries mensais de vazões observada e calculadas pelo SMAP para o período da validação 2. Os quantis da série observada estão representadas pela linha preta.	98
Figura 5.1: Anomalias de precipitação (mm/dia) para os períodos DJF (esquerda), JJA (centro) e anual (direita) entre 2011 e 2040 geradas pelos modelos RegCM (superior) e MIROC (inferior) sob o cenário de mudança climática B1 do IPCC.	101
Figura 5.2: Semelhante à figura 5.1, mas para o cenário de mudança climática A1B do IPCC.	102
Figura 5.3: Anomalias de temperatura à superfície (°C) para os períodos DJF (esquerda), JJA (centro) e anual (direita) entre 2011 e 2040 geradas pelos modelos RegCM (superior) e MIROC (inferior) sob o cenário de mudança climática B1 do IPCC.	103
Figura 5.4: Semelhante à figura 5.3, mas para o cenário de mudança climática A1B do IPCC.	104
Figura 5.5: Anomalias mensais médias de precipitação (mm) entre 2011 e 2040 dos modelos RegCM e MIROC para os cenários B1 e A1B. Sub-regiões: AMZ (a), NEB (b), SE (c) e SUL (d).	105
Figura 5.6: Anomalias de precipitação (mm/dia) para os períodos DJF (esquerda), JJA (centro) e anual (direita) entre 2041 e 2070 geradas pelos modelos RegCM (superior) e MIROC (inferior) sob o cenário de mudança climática B1 do IPCC.	106
Figura 5.7: Semelhante à figura 5.6, mas para o cenário de mudança climática A1B do IPCC.	107
Figura 5.8: Anomalias de temperatura à superfície (°C) para os períodos DJF (esquerda), JJA (centro) e anual (direita) entre 2041 e 2070 geradas pelos modelos	

RegCM (superior) e MIROC (inferior) sob o cenário de mudança climática B1 do IPCC.....	108
Figura 5.9: Semelhante à figura 5.8, mas para o cenário de mudança climática A1B do IPCC.	109
Figura 5.10: Anomalias mensais médias de precipitação (mm) entre 2041 e 2070 dos modelos RegCM e MIROC para os cenários B1 e A1B. Sub-regiões: AMZ (a), NEB (b), SE (c) e SUL (d).	110
Figura 5.11: Anomalias de precipitação (mm/dia) para os períodos DJF (esquerda), JJA (centro) e anual (direita) entre 2071 e 2100 geradas pelos modelos RegCM (superior) e MIROC (inferior) sob o cenário de mudança climática B1 do IPCC.	111
Figura 5.12: Semelhante à figura 5.11, mas para o cenário de mudança climática A1B do IPCC.	112
Figura 5.13: Anomalias de temperatura à superfície (°C) para os períodos DJF (esquerda), JJA (centro) e anual (direita) entre 2071 e 2100 geradas pelos modelos RegCM (superior) e MIROC (inferior) sob o cenário de mudança climática B1 do IPCC.	113
Figura 5.14: Semelhante à figura 5.13, mas para o cenário de mudança climática A1B do IPCC.	114
Figura 5.15: Anomalias mensais médias de precipitação (mm) entre 2071 e 2100 dos modelos RegCM e MIROC para os cenários B1 e A1B. Sub-regiões: AMZ (a), NEB (b), SE (c) e SUL (d).	115
Figura 5.16: Regiões de NIÑOS e as localizações de Darwin, na Austrália (12.4°S, 130.9°E), e Tahiti (17.5°S, 149.6°W), no Pacífico central. FONTE: Adaptação de figuras criadas pela National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), disponíveis em: https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/why-are-there-so-many-enso-indexes-instead-just-one	118
Figura 5.17: Anomalias de TSM (°C) no Niño 3 previstas pelo MIROC para os cenários B1 e A1B entre 2011 e 2100, com relação ao período do clima presente, entre 1971 e 2000. Cenário B1 em azul e A1B em vermelho.	119

Figura 5.18: IOS calculado com a PNMM prevista pelo modelo MIROC para os cenários B1 e A1B do IPCC entre 2011 e 2100. Cenário B1 em azul e A1B em vermelho.	122
Figura 5.19: Anomalias de PNMM (mb) em DJF entre os cenários B1 (superior) e A1B (inferior) do IPCC entre 2011 e 2100 e o clima presente entre 1971 e 2000, previstas pelos modelos RegCM (direita) e MIROC (esquerda). A barra de cores com os valores de PNMM também serve para as figuras à esquerda.	124
Figura 5.20: Anomalias de temperatura em 850 mb (°C) em DJF entre os cenários B1 (superior) e A1B (inferior) do IPCC entre 2011 e 2100 e o clima presente entre 1971 e 2000, previstas pelos modelos RegCM (direita) e MIROC (esquerda).	125
Figura 5.21: Anomalias de umidade específica (g/kg) em 850 mb em DJF entre os cenários B1 (superior) e A1B (inferior) do IPCC entre 2011 e 2100 e o clima presente entre 1971 e 2000, previstas pelos modelos RegCM (direita) e MIROC (esquerda).....	128
Figura 5.22: Anomalias de velocidade vertical ômega ($\ast 10^4$ mb/s) em 500 mb em DJF entre os cenários B1 (superior) e A1B (inferior) do IPCC entre 2011 e 2100 e o clima presente entre 1971 e 2000, previstas pelos modelos RegCM (direita) e MIROC (esquerda).....	129
Figura 5.23: Anomalias de radiação de onda longa no topo da atmosfera (W/m^2) em DJF entre os cenários B1 (superior) e A1B (inferior) do IPCC entre 2011 e 2100 e o clima presente entre 1971 e 2000, previstas pelos modelos RegCM (direita) e MIROC (esquerda).....	130
Figura 5.24: Previsões de vazão mensal (superior) e trimestral (inferior) calculadas pelo modelo SMAP utilizando as chuvas RegV (vermelho) e MIRV (azul) para o período 2011-2040 do cenário B1 do IPCC. Vazão climatológica observada entre 1981 e 2010 em preto.	133
Figura 5.25: Semelhante à figura 5.24, mas para o cenário A1B do IPCC.	134
Figura 5.26: Diferenças percentuais entre as vazões calculadas pelo SMAP para o período 2011-2040 utilizando as chuvas RegV e MIRV nos cenários B1 e	

A1B do IPCC e a vazão climatológica observada entre 1981 e 2010. Na legenda estão as diferenças anuais em cada caso.	135
Figura 5.27: Previsões de vazão mensal (superior) e trimestral (inferior) calculadas pelo modelo SMAP utilizando as chuvas RegV (vermelho) e MIRV (azul) para o período 2041-2070 do cenário B1 do IPCC. Vazão climatológica observada entre 1981 e 2010 em preto.	136
Figura 5.28: Semelhante à figura 5.27, mas para o cenário A1B do IPCC.	137
Figura 5.29: Semelhante à figura 5.26, mas para o período 2041-2070.	138
Figura 5.30: Previsões de vazão mensal (superior) e trimestral (inferior) calculadas pelo modelo SMAP utilizando as chuvas RegV (vermelho) e MIRV (azul) para o período 2071-2100 do cenário B1 do IPCC. Vazão climatológica observada entre 1981 e 2010 em preto.	139
Figura 5.31: Semelhante à figura 5.30, mas para o cenário A1B do IPCC.	140
Figura 5.32: Semelhante à figura 5.26, mas para o período 2071-2100.	141
Figura 5.33: Histograma das séries de vazões mensais observadas entre 1981 e 2010 e previstas pelo SMAP para o século XXI (separadas em blocos de 30 anos) para os cenários B1 (superior) e A1B (inferior) do IPCC, utilizando as chuvas RegV e MIRV. Vazões observadas em preto e previstas em vermelho (RegV) e azul (MIRV).	144
Figura 5.34: Quantis $q_{0,05}$, $q_{0,25}$, $q_{0,5}$, $q_{0,75}$ e $q_{0,95}$ das séries de vazão observada entre 1981 e 2010 e previstas pelo SMAP em blocos de 30 anos para os dois cenários do IPCC B1 e A1B, e com o modelo utilizando as chuvas RegV e MIRV. Os quantis da série observada estão representadas pela linha preta.	145
Figura 8.1: Representação esquemática da estrutura vertical do modelo. Esse exemplo é para 16 níveis verticais. As linhas tracejadas são os níveis sigma intermediários e as linhas sólidas são os níveis sigma. Adaptado do manual do usuário do modelo MM5.	176
Figura 8.2: Representação esquemática mostrando a grade horizontal Arakawa-B escalonando os pontos de grade (cruzes e círculos).	178

Figura 9.1: Representação Esquemática do Modelo SMAP. Fonte: Adaptado de ONS (2005).....	192
Figura 10.1: Curva de dispersão da precipitação do modelo RegCM4 e da análise do CRU e linha de tendência polinomial de ordem 2 passando pela origem para cada mês da área AMZ, ilustrada na figura 3.1.	211
Figura 10.2: Semelhante à figura 10.1, mas para a área NEB.	213
Figura 10.3: Semelhante à figura 10.1, mas para a área SE.	215
Figura 10.4: Semelhante à figura 10.1, mas para a área SUL.	217
Figura 10.5: Curva de dispersão da precipitação do modelo MIROC e da análise do CRU e linha de tendência polinomial de ordem 2 para cada um dos meses do ano da área AMZ, ilustrada na figura 3.1.	219
Figura 10.6: Semelhante à figura 10.5, mas para a área NEB.	221
Figura 10.7: Semelhante à figura 10.5, mas para a área SE.	223
Figura 10.8: Semelhante à figura 10.5, mas para a área SUL.	225

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1: Relação dos 23 postos pluviométricos com falhas na série de precipitação observada e os respectivos períodos dessas falhas.	40
Tabela 3.2: Períodos de calibração, validação e previsão do modelo SMAP.	46
Tabela 4.1: <i>BIAS</i> , desvio padrão e raiz do erro quadrático médio (RMSE) em mm/dia para a precipitação observada (CRU) e simulada pelos modelos RegCM4 e MIROC com e sem remoção de viés.	70
Tabela 4.2: Estatísticas obtidas nas fases de calibração com o modelo SMAP com 46 pontos no interior da BHAV (Cal-46) e com 10 pontos (Cal-10).	84
Tabela 4.3: Estatísticas obtidas na fase de validação 1 do SMAP entre junho de 81 a maio de 90, utilizando as chuvas observada, simulada pelo RegCM (Reg) e simulada pelo modelo MIROC (MIR).	89
Tabela 4.4: Estatísticas obtidas na fase Validação 2 (junho de 1991 a maio de 2000). .	95

NOMENCLATURAS

AGCM - Atmosphere General Circulation Model
ANEEL - Agência Nacional de Energia Elétrica
ASAS - Alta Subtropical do Atlântico Sul
BIG - Banco de Informações de Geração
CCM3 - Community Climate Model versão 3
CCSM - Community Climate System Model
CCSR - Center for Climate System Research
CLM - Community Land Model
CMIP - Coupled Model Intercomparison Project
CRU - Climatic Research Unit
DJF - Meses de dezembro, janeiro e fevereiro
EMIC - Earth models of intermediate complexity
ENOS - El Niño Oscilação Sul
FCCC - United Nations Framework Convention on Climate Change
FRCGC - Frontier Research Center for Global Change
GLCC - Global Land Cover Characterization
INMET - Instituto Nacional de Meteorologia
IOS - Índice de Oscilação Sul
IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas
LH - Latent heat / Calor latente
JJA - Meses de junho, julho e agosto
MAM - Meses de março, abril e maio
MLT - Média de longo termo
MM5 - Mesoscale Model version 5
NCAR - National Center for Atmospheric Research
NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration
NIES - National Institute for Environmental Studies
OGCM - Ocean General Circulation Model
ONS - Operador Nacional do Sistema Elétrico
PBL - Planetary Boundary Layer
PNMM - Pressão reduzida ao nível médio do mar

PSL - Pacific South American / Pacífico América do Sul
RCP - Representative Concentration Pathway
RegCM - Regional Climate Model
RMSE - Root Mean Squared Error / Raiz do Erro Quadrático Médio
ROL - Radiação de onda longa
SCM's - Sistemas convectivos de mesoescala
SRES - Special Report on Emissions Scenarios
SH - Sensible heat / Calor sensível
SIN - Sistemas Interligado Nacional
SON - Meses de setembro, outubro e novembro
SUBEX - Subgrid Explicit Moisture Scheme
TMG - Tempo Médio de Greenwich
TRMM - Tropical Rainfall Measuring Mission / Missão de Medida da Chuva Tropical
TSM - Temperatura da Superfície do Mar
USGS - United States Geological Survey
VCAN – Vórtice Ciclônico em Altos Níveis
ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

1. Introdução

A energia hidrelétrica é gerada pelo aproveitamento do fluxo das águas em uma usina na qual as obras civis – que envolvem tanto a construção quanto o desvio do rio e a formação do reservatório – são tão ou mais importantes que os equipamentos instalados (ANEEL, 2008).

O Primeiro Inventário Brasileiro de Emissões Antrópicas de Gases de Efeito Estufa (MCT, 2006) concluiu que a energia hidrelétrica não é uma fonte isenta de emissões atmosféricas, tal qual se afirmava em estudos ambientais da década de 70 e 80. Segundo ROSA e SANTOS (2000) e ROSA *et al.* (2002), usinas termelétricas produzem principalmente o dióxido de carbono (CO_2) como resultado da combustão do carvão, óleo combustível ou gás natural, enquanto que reservatórios de água tropicais produzem CO_2 e CH_4 (metano) devido à decomposição bacteriana de matéria orgânica e a outros processos. Trabalhos recentes (MCT, 2006; SANTOS, 2006) comprovam que, dependendo da construção, operação, clima, solo e tipo de bioma alagado, os reservatórios hidrelétricos emitem menos ou de forma similar a diversos ambientes naturais (áreas alagadas, rios e estuários), demonstrando que, em termos comparativos, são uma solução viável de abatimento das emissões na geração.

Outro fator importante é o baixo custo do suprimento para a geração de energia a partir da água. O aspecto de ser renovável também favorece a sua utilização. Mas, obviamente, a disponibilidade de água sempre dependerá muito das condições climáticas de cada região, mais especificamente da precipitação, assim como da maneira como essa fonte natural é gerenciada. Logicamente, um país ou região que deseja um crescimento social e econômico não pode ficar refém da variabilidade das condições climáticas. É preciso que haja o planejamento correto das suas fontes de energia para que problemas de geração de energia, ou mesmo de abastecimento de água, não ocorram.

Apesar dos aspectos favoráveis em relação à utilização da água para a geração de energia, o que de fato ocorre é que o seu uso vem diminuindo no mundo ao longo dos últimos anos em relação a outras fontes de energia, mesmo quando comparadas a fontes bem mais poluidoras, provenientes da queima de combustíveis fósseis, e que

possuem reservas finitas, como o carvão e o gás natural. Isso é explicado por dois motivos: a distribuição de água pelo planeta é bastante desigual, com quase toda ela presente nos oceanos; e, da água doce restante presente nos continentes, apenas aquela que flui por rios com acentuados desníveis e/ou grande vazão pode ser utilizada nas usinas hidrelétricas – características fundamentais para a produção da energia mecânica que movimenta as turbinas das usinas (TUCCI, 1993; ANEEL, 2008).

Nos últimos anos, a expansão da geração de energia hidrelétrica tem ocorrido principalmente na China e Brasil. A grande maioria dos países desenvolvidos já não possui mais áreas a serem exploradas para o aumento da produção de energia hidrelétrica, já que os percentuais de aproveitamento da hidroeletricidade nesses países são muito altos. Por isso mesmo, esses países vem, ao longo dos últimos anos, investindo de maneira mais agressiva em outras formas de geração, como por exemplo, no gás natural e em usinas nucleares. China e Brasil ainda possuem áreas onde a geração de energia hidrelétrica é possível. Os percentuais de aproveitamento de hidroeletricidade nesses países são bem menores do que nos países desenvolvidos; no Brasil, ela é de cerca de 30%, de acordo com ANEEL (2008). No ano de 2012 a China completou a construção da Usina Hidrelétrica de Três Gargantas, que é a maior do mundo atualmente, com uma capacidade de produção de energia de 22.500 MW, superando a Usina de Itaipu, no Brasil, com capacidade de 14.000 MW. Em termos de geração anual de energia, a segunda continua na liderança em relação a primeira. Em 2008 e 2009, Itaipu gerou respectivamente 94,7 e 91,6 TWh, enquanto que Três Gargantas produziu 80,8 e 79,4 TWh nos mesmos anos (ANEEL, 2012).

No passado brasileiro, a energia gerada pela força das águas chegou a representar 90% da produção de energia. No entanto, de acordo com o Banco de Informações de Geração (BIG) da ANEEL, essa participação veio caindo gradativamente ao longo dos últimos anos, de 83,35% em dezembro de 2001, para cerca de 65,09% atualmente (ANEEL, 2012). Quando se leva em consideração os empreendimentos energéticos em construção no país e a evolução das outras formas de produção de energia, a participação da hidroeletricidade deve cair levemente para algo em torno de 59,7% em 2023 (MME, 2014).

A redução do percentual da energia hidrelétrica no Brasil nos últimos anos se deve ao fato de que a participação das outras formas de energia vem aumentando

significativamente. De acordo com o BIG, há no país atualmente 289 empreendimentos de fonte eólica outorgados ou em construção, 178 de fonte termelétrica e 260 de fonte hidrelétrica. Além disso, muitas regiões já tiveram o seu potencial explorado e, em outras, onde ainda é possível gerar hidroeletricidade, há uma pressão muito grande de caráter ambiental para a não implantação do empreendimento (PAZ, 2006; ANEEL, 2008). A cada ano que passa torna-se mais difícil de preencher os pré-requisitos para se construir uma usina hidrelétrica de grande porte. Num empreendimento como esse, é comum ocorrer o represamento do rio e, como consequência, o aumento do seu nível e a formação de um grande reservatório, o que por sua vez irá impactar a fauna e flora do local, bem como toda a população que vive nas proximidades. Implicações também existem quando esta região está inserida no interior de territórios indígenas (PAZ, 2006).

Apesar da diminuição da participação da energia de fonte hidrelétrica nos últimos anos, atualmente ela ainda responde por mais da metade da matriz energética do país e, por mais que outras fontes de energia aumentem a sua parcela de contribuição no futuro, a energia gerada pela força das águas dos rios ainda responderá por mais de 50% da energia gerada (MME, 2014). Desta forma, o país sempre esteve bastante exposto à variabilidade climática que afeta os padrões de precipitação e, consequentemente, os níveis dos reservatórios de água. Prova disso foi o racionamento de energia estabelecido em 2001 pelo governo brasileiro, devido, entre outros fatores, a ocorrência de precipitação abaixo da média climatológica, que resultou em baixos níveis nos reservatórios das usinas hidrelétricas. De acordo com CAVALCANTI *et al.* (2001), DINIZ (2002), TOMASELLA e NOBRE (2002) e JUNIOR e REBELLO (2002), os volumes de precipitação já vinham decrescendo desde 1997, fazendo com que o nível dos reservatórios das usinas hidrelétricas alcançasse o menor valor no ano de 2001, que também se caracterizou como sendo um ano de chuvas abaixo da média, principalmente em janeiro e fevereiro nas regiões Sudeste, Nordeste e Centro-Oeste do Brasil. Percebe-se então que, de fato, a geração de energia elétrica no Brasil é muito vulnerável às condições climáticas, especialmente na sua época chuvosa que, na maioria das regiões, vai do fim da primavera até o início do outono.

1.1. Motivação

De acordo com o quarto relatório (AR4) divulgado pelo *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 2007), as concentrações na atmosfera de dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4) e óxido nitroso (N_2O) aumentaram significativamente desde a Revolução Industrial em meados do século XVIII, em função das atividades humanas. O aumento da concentração de CO_2 se deve principalmente ao uso de combustíveis fósseis e à mudança no uso da terra. A agricultura, por sua vez, é a responsável pelo aumento das concentrações de CH_4 e N_2O . O aumento das concentrações desses gases propiciou a intensificação do efeito estufa e essas mudanças ocorreram principalmente a partir da segunda metade do século XX, o que resultou num aquecimento global de $0,74\text{ }^\circ\text{C}$ à superfície de 1906 a 2005 (IPCC, 2007). Ainda segundo o documento, as mudanças na quantidade de gases de efeito estufa e aerossóis da atmosfera, na radiação solar e nas propriedades da superfície terrestre alteram o equilíbrio energético do sistema climático de maneira a contribuir para o aquecimento global. SILVA DIAS e SILVA DIAS (2007) argumentam que o IPCC AR4 (IPCC, 2007), por ter usado diversos modelos, de diferentes origens e com diferentes características, apresentou um maior grau de certeza (ou menor incerteza) do que o terceiro relatório (IPCC, 2001) no que concerne aos efeitos das atividades humanas no clima da Terra.

Ultimamente, tem sido discutida a possibilidade de que alguns extremos climáticos ocorridos num passado recente já sejam atribuídos às mudanças climáticas. Períodos extremamente chuvosos ou secos e eventos extremos isolados ocorrendo com maior frequência trazem à tona essa discussão. O Brasil não está imune a essas mudanças e alguns eventos ocorridos nos últimos anos reforçam essa teoria. Os verões extremamente secos nos anos de 2001 (CAVALCANTI *et al.*, 2001; DINIZ, 2002), 2014 (COELHO *et al.*, 2015b) e 2015 (COELHO *et al.*, 2015a, OTTO *et al.*, 2015), as grandes secas na região amazônica em 2005 e 2010 (MARENGO *et al.*, 2008; MARENGO *et al.*, 2011), a enchente na região norte em 2009 (MARENGO *et al.*, 2011), as chuvas muito intensas no litoral de Santa Catarina em 2008 e na região serrana do Rio de Janeiro em 2011 são alguns exemplos de fenômenos que ocorreram nos últimos anos e que tem levado a comunidade científica a questionar se os mesmos já

não seriam evidências das mudanças climáticas. Eventos como esses causam muitos prejuízos ao país e à população de maneira geral, sem contar a perda de vidas humanas.

Entre esses eventos, o do verão de 2001 trouxe muitos transtornos, tanto para os governos, quanto para a população. Segundo CAVALCANTI *et al.* (2001), o verão é a época da estação chuvosa no Sudeste, Centro-Oeste e sul do Nordeste (Bahia). Porém, em 2001, a precipitação esteve bem abaixo da média climatológica nessas regiões. Isso esteve associado à presença e persistência de sistemas meteorológicos chamados de Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) sobre o Nordeste, parte do Sudeste e Centro-Oeste, às influências de trens de onda associados ao padrão PSA, forçados pela intensa atividade convectiva na região da Indonésia e às Oscilações de Madden and Julian, os quais impediram a formação de nebulosidade que provoca chuvas sobre a América do Sul tropical no verão. TOMASELLA e NOBRE (2002) relatam que no fim de maio de 2001, a energia armazenada nas usinas hidrelétricas da região Sudeste era de 29,7% da capacidade máxima de armazenamento, enquanto que as da região Nordeste apresentavam apenas 27,3% de sua capacidade máxima. De acordo com autores, o Operador Nacional do Sistema Elétrico (ONS) considera que o limite seguro de armazenamento de energia para essa época do ano deve ser superior a 50% de energia armazenada no sistema, o que ilustra a gravidade da situação energética naquele momento.

A figura 1.1 mostra os dados do ONS de energia armazenada nas regiões brasileiras (Sudeste/Centro-Oeste, Sul, Norte e Nordeste) desde janeiro de 1996 até fevereiro de 2016. Nota-se que a energia armazenada na região Sudeste/Centro-Oeste e Nordeste vem diminuindo desde 2013, atingindo níveis mínimos em 2014 e 2015. De fato, os níveis dos reservatórios de água nesses anos estavam em patamares semelhantes aos do ano de 2001 (quando ocorreu o racionamento de energia), ou até inferiores, como por exemplo, na região Nordeste no final de 2015. Porém as chuvas no início de 2016 contribuíram para a uma rápida recuperação nos níveis dos reservatórios. Ainda assim, nota-se que os níveis atuais encontram-se relativamente baixos, principalmente no Norte e Nordeste. Caso, por algum motivo meteorológico, as chuvas tivessem ocorrido abaixo da média climatológica nesses últimos meses, muito provavelmente o país passaria por dificuldades no que concerne à geração e distribuição de energia elétrica. A possibilidade de racionamento nos dias de hoje é menor quando comparada a alguns anos atrás, pois a matriz energética está mais diversificada, e também porque o Sistema

Interligado Nacional (SIN) consegue administrar quase toda a energia gerada e distribuída no país. Segundo o ONS, o SIN é um sistema hidrotérmico de grande porte, com forte predominância de usinas hidrelétricas e com múltiplos proprietários. O SIN é formado pelas empresas das regiões Sul, Sudeste, Centro-Oeste, Nordeste e parte da região Norte. Apenas 1,7% a capacidade de produção de eletricidade do país encontra-se fora do SIN, em pequenos sistemas isolados localizados principalmente na região amazônica.

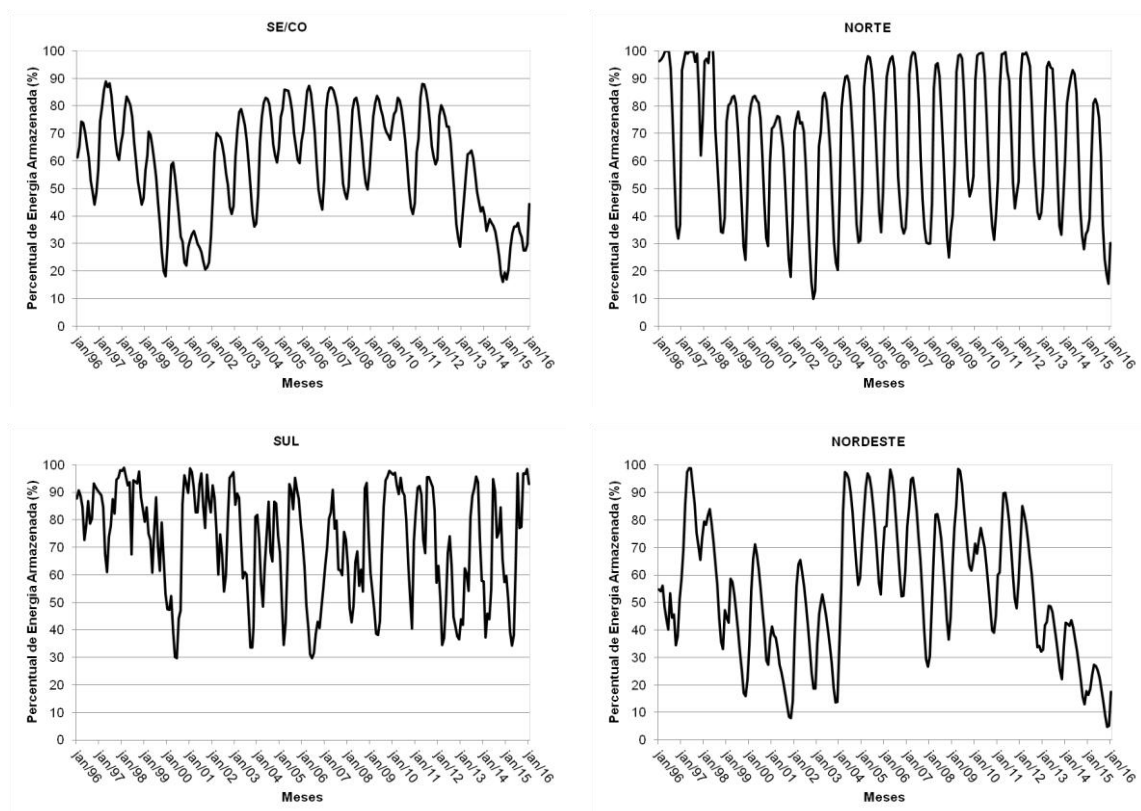


Figura 1.1: Energia armazenada nos reservatórios de água das regiões Sudeste (SE)/Centro-Oeste (CO), Sul, Norte e Nordeste de janeiro de 1996 a janeiro de 2016. (Fonte: ONS)

A partir dessas informações acima, nota-se que a precipitação tem um papel bastante importante nas questões relacionadas à produção e distribuição da energia no Brasil. Entretanto, outros fatores relacionados a operação executada pelo SIN devem ser levados em consideração quando analisa-se o nível dos reservatórios das usinas hidrelétricas (UHE). Por exemplo, em algumas ocasiões, reservatórios de uma

determinada região do país podem auxiliar na geração de energia para outras regiões se estas últimas passam por períodos de estiagem ou estações secas. Assim, pode-se pensar que não existe uma relação direta entre precipitação e o nível de um determinado reservatório.

Quando se considera as variações de precipitação no médio ou longo prazo, a grande dúvida que surge é se os desvios climáticos ocorridos nos últimos anos, citados mais acima, já não seriam em função de mudanças no padrão do clima. Mas quando se aborda esse assunto, é preciso considerar que o período de registros observacionais é bastante curto quando se fala em mudanças climáticas. Por isso, por mais que ultimamente esses fenômenos extremos tenham ocorrido com mais frequência, devemos tratar com muita cautela a possibilidade destes estarem relacionados a eventuais mudanças climáticas. O que temos de fato, realmente comprovado nos dias de hoje, é que as concentrações de gases de efeito estufa, especialmente dióxido de carbono e metano, aumentaram muito nos últimos anos (KEELING *et al.*, 1976; THONING *et al.*, 1989; ETHERIDGE *et al.*, 1996) e isso afeta o balanço radiativo do planeta, o que pode levar a um aumento na sua temperatura média (HANSEN *et al.*, 1984; HANSEN *et al.*, 1997; MANABE e WETHERALD, 1980).

1.2. Hipótese

Diante desse quadro de incertezas relacionado às mudanças climáticas, esse trabalho aponta para a seguinte hipótese:

As eventuais mudanças no clima do planeta, devidas à ação antrópica, podem influenciar significativamente as vazões de determinados rios no Brasil, de modo que sua média e/ou sua variabilidade temporal sofram mudanças estruturais, tais que torne necessária a reavaliação dos paradigmas atuais relacionados com o aproveitamento de seus recursos? Se sim, em qual direção irão caminhar tais mudanças e como podemos nos preparar para elas?

1.3. Objetivo

Este trabalho tem como objetivo avaliar, via simulação chuva-vazão, como o regime hidrológico da Bacia Hidrográfica do Rio Grande (BHRG) poderá ser alterado, diante dos cenários de mudanças climáticas B1 e A1B, elaborados pelo *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 2007).

Para isso, será utilizado o modelo hidrológico SMAP (Soil Moisture Accounting Procedure; LOPES *et al.*, 1982) na simulação das vazões do Rio Grande e, numa primeira etapa, estas serão comparadas aos dados observados, onde será avaliado como o regime se comporta sob condições atuais.

O modelo SMAP é um modelo conceitual determinístico de simulação hidrológica do tipo transformação chuva em vazão (ou chuva-vazão) que necessita das informações mensais de precipitação e, para fornecer esses dados, será utilizado o modelo regional de clima RegCM4 (Regional Climate Model versão 4, GIORGI *et al.*, 2012; daqui em diante chamado apenas de RegCM), aplicado com condições de contorno geradas pelo modelo global de clima MIROC (HASUMI e EMORI, 2004), além das previsões de precipitação do próprio MIROC. Espera-se que, com a utilização do modelo regional de clima, obtenham-se previsões de precipitação mais detalhadas e com maior grau de acerto para a região da bacia hidrográfica. A ideia é identificar possíveis erros na modelagem, seja na atmosférica ou na transformada chuva-vazão, e tentar corrigi-los, de forma estatística, para que obtenhamos as melhores previsões quando os cenários de mudanças climáticas forem utilizados para avaliar condições de um futuro próximo.

1.4. Estrutura do Trabalho

O presente trabalho foi dividido em 6 capítulos. O Capítulo 1 introduz o tema da pesquisa, descreve o objetivo e sintetiza o desenvolvimento. No Capítulo 2 é feita uma revisão bibliográfica abordando os temas de interesse do trabalho incluindo os modelos globais e regionais de clima, assim como as suas inicializações, classificações e

características dos modelos hidrológicos e também versa sobre os cenários climáticos elaborados pelo IPCC. O Capítulo 3 descreve a metodologia do trabalho, sendo que ela é dividida nas partes atmosférica e hidrológica e inclui os aspectos relacionados à escolha dos modelos climáticos, bem como os dados utilizados, atmosféricos e oceânicos, e as análises realizadas. Os resultados das simulações atmosféricas e hidrológicas do clima presente são apresentados no Capítulo 4. No Capítulo 5 são apresentadas as previsões atmosféricas e de vazões para a BHRG ao longo do século XXI, entre 2011 e 2100, utilizando os cenários de mudanças climáticas do IPCC. No capítulo 6 são feitas algumas discussões sobre os resultados obtidos, e também são apresentadas as conclusões finais do trabalho, assim como sugestões para pesquisas futuras.

2. Revisão Bibliográfica

Nos últimos anos, a comunidade acadêmica tem empregado grandes esforços no desenvolvimento de modelos matemáticos que tentam representar os diversos fenômenos naturais. Neste capítulo são apresentados conceitos importantes relacionados à modelagem atmosférica e à modelagem hidrológica.

2.1. Modelagem Atmosférica

Comumente, o clima é definido como um estado médio das condições do tempo. Muitas definições foram sendo dadas ao longo da última metade do século passado. Em 1992 a Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre as Mudanças Climáticas (FCCC - United Nations Framework Convention on Climate Change), deu uma definição atualizada do sistema climático: o conjunto da atmosfera, hidrosfera, biosfera e geosfera e suas interações. Mais importante do que as próprias definições, as interações entre estes componentes tem ganhado uma relevância maior nos últimos anos. A atmosfera, superfície terrestre, os oceanos e as águas superficiais (hidrosfera), as partes da Terra cobertas com gelo e neve (a criosfera) e a biosfera (dos vegetais e outros sistemas vivos na terra e no mar) são acoplados fortemente. Os acoplamentos e os *feedbacks* resultantes das interações entre os componentes do sistema climático são responsáveis pelas variações que observamos no clima (TRENBERTH, 1992). Para tentar compreender, analisar e prever tais variações, os cientistas do clima têm desenvolvido modelos matemáticos. Este sistema climático acoplado apresenta um desafio especial para modeladores, e isto, levou a uma série de volumes muito importantes que descrevem em pormenores a construção de modelos de clima global (TRENBERTH, 1992; MCGUFFIE e HENDERSON-SELLERS, 1997; KALNAY, 2003).

WELLS (2012) explica que existem dois tipos de modelos. O primeiro é o modelo físico análogo, ou protótipo. Por exemplo, um modelo análogo da circulação geral da atmosfera pode ser obtido pela rotação de uma coroa circular contendo um fluido sobre um prato rotativo. O gradiente de temperatura entre o polo e o equador é

simulado por aquecimento do aro exterior do anel e pelo resfriamento de sua borda interna. O segundo tipo de modelo é o matemático, baseado em um conjunto de equações diferenciais parciais associados a um modelo que aproxima os movimentos de fluidos geofísicos.. Estes modelos podem ser utilizados para estudar uma variedade de escalas de movimento, desde a circulação geral da atmosfera e oceano até o detalhe de uma tempestade ou um vórtice no oceano. Nesse caso, o agente modelador tem a vantagem de que os parâmetros do modelo podem ser alterados à vontade a fim de obter uma visão mais profunda sobre os mecanismos dos fenômenos em estudo.

Qualquer modelo climático é uma tentativa de simular os muitos processos que produzem o clima (MCGUFFIE e HENDERSON-SELLERS, 1997). De acordo com RANDALL (2004), um modelo incorpora essencialmente uma teoria e esta proporciona uma base para fazer previsões sobre os resultados das medições. As disciplinas de dinâmica dos fluidos, transferência radiativa, química atmosférica, e microfísica de nuvens fazem uso de modelos que são essencialmente aplicações diretas de princípios físicos básicos para os fenômenos que ocorrem na atmosfera. O objetivo é entender esses princípios ou leis e prever os efeitos das mudanças e interações. Dessa forma, um modelo pode ser considerado como sendo composto de uma série de equações expressando essas leis. Modelos climáticos podem ser lentos e dispendiosos de se usar, mesmo nos computadores mais rápidos existentes, e os resultados podem ser apenas aproximações. Segundo PEIXOTO (1991), por muitas razões, um modelo deve ser uma simplificação do mundo real.

Os primeiros esforços na tentativa de se modelar matematicamente a atmosfera foram iniciados ainda na primeira metade do século passado. Os trabalhos de CATALDI (2008), KALNAY (2003) RANDALL (2000), MCGUFFIE e HENDERSON-SELLERS (2001) trazem um histórico bastante rico em informações acerca dos primeiros experimentos conduzidos por diversos cientistas que contribuíram para os primeiros passos na modelagem atmosférica, como por exemplo, Vilhelm Bjerknes, Lewis Fry Richardson, Carl Gustav Rossby, Jules Charney, Norman Phillips entre outros.

Na segunda metade do século XX, já com o auxílio dos computadores, a ciência da modelagem climática era dominada por físicos atmosféricos e, ninguém sem um conhecimento em dinâmica dos fluidos, transferência radiativa ou análise numérica

poderia dar alguma contribuição a este tipo de ciência (TRENBERTH, 1992). Após alguns anos, a comunidade de modelagem climática está solicitando ajuda a oceanógrafos, ecologistas, geógrafos, pessoas ligadas ao sensoriamento remoto e glaciologistas para dar suporte apropriado ao rápido domínio de expansão dos modelos.

Os processos do sistema climático ainda não são completamente entendidos, mas sabe-se que eles são muito complexos. Além disso, eles interagem uns com os outros produzindo mecanismos internos de *feedback* (retroalimentação), que intensificam ou enfraquecem o sinal original. De toda maneira, qualquer solução das equações governantes deve envolver uma grande quantidade de tempo computacional. As soluções que são produzidas originam-se a partir de algumas condições iniciais e investigam os efeitos de mudanças num componente particular do sistema climático (ex: TSM) (SILVA, 2002; CATALDI, 2008). As condições de contorno, por exemplo, temperatura da superfície do mar ou distribuição de vegetação, são estabelecidas de dados observacionais ou outras simulações. Esses dados raramente são completos ou de acurácia adequada para especificar completamente as condições do meio, conseqüentemente haverá sempre uma incerteza inerente nos resultados.

Modelos climáticos globais de grande escala, projetados para simular o clima do planeta, devem considerar todo o sistema climático. Todas as interações entre componentes devem ser integradas a fim de se desenvolver um modelo climático. Isso representa um grande problema, pois as várias interações operam em diferentes escalas de tempo e espaço (MCGUFFIE e HENDERSON-SELLERS, 2001; SILVA, 2002). As simplificações que devem ser feitas para as leis governantes dos processos climáticos podem ser aproximadas de vários modos. Conseqüentemente, existem inúmeros modelos climáticos de escala global disponíveis. Em geral, dois conjuntos de simplificações precisam ser feitas. O primeiro envolve os processos governantes e o segundo a resolução do modelo em tempo e espaço (TRENBERTH, 1992).

É frequentemente possível tratar em detalhes alguns dos processos, especificando inteiramente suas equações governantes. No entanto, outros processos devem ser tratados numa forma aproximada, ou por causa da falta de informação exata ou de entendimento, ou porque não existem recursos computacionais capazes de tratá-los. A aproximação pode ser feita por dois métodos: o método empírico, que utiliza

dados observacionais disponíveis; ou o método teórico, que é baseado na especificação das leis físicas envolvidas (PEIXOTO E OORT, 1992).

O segundo conjunto de simplificações envolve a resolução do modelo em tempo e espaço. Enquanto é geralmente assumido que melhores resoluções espaciais produzem resultados mais seguros, existem restrições à disponibilidade de dados e tempo computacional, ou seja, a escolha da resolução em espaço deve levar em consideração o tipo de caso a ser estudado, a qualidade dos dados disponíveis e os recursos computacionais a fim de se obter uma melhor acurácia do modelo. Considerações similares são envolvidas na escolha da resolução temporal. A maior parte dos procedimentos computacionais requer um método de passo de tempo para os cálculos. Os processos atuam por uma certa duração de tempo e as novas condições são calculadas. O processo é então repetido usando esses novos valores. Isso continua até que as condições no tempo determinado tenham sido estabelecidas.

Embora os modelos sejam projetados para auxiliar no prognóstico para climas futuros, o desempenho pode ser apenas testado contra o clima passado ou presente. Em geral, quando um modelo é desenvolvido, devemos testar a sua sensibilidade e descobrir como seus resultados se comportam diante do clima presente (MCGUFFIE e HENDERSON-SELLERS, 1997). Em seguida, podemos utilizá-lo para simular climas passados, não apenas para observar qual é o seu desempenho, mas também para adquirir percepção nas causas desses climas. Embora tais climas sejam bem conhecidos, esta comparação fornece um passo muito útil no estabelecimento da validade da modelagem. Após esses testes, o modelo pode ser usado para ganhar percepção em possíveis climas futuros.

2.1.1. Modelos Globais de Clima

A finalidade dos modelos climáticos globais é o cálculo do caráter tridimensional do clima, sendo composto no mínimo pela atmosfera e pelos oceanos (MCGUFFIE e HENDERSON-SELLERS, 1997). Entretanto, atualmente a grande maioria dos modelos globais inclui a quase totalidade dos componentes do sistema climático global. Segundo KALNAY (2003) e MCGUFFIE e HENDERSON-SELLERS

(2001), os modelos climáticos são ferramentas empregadas para melhorar a compreensão do sistema climático e para ajudar previsão de climas futuros. Ainda de acordo com os autores, embora tenha havido grandes avanços na modelagem climática ao longo dos últimos anos, mesmo os modelos mais sofisticados ainda são muito mais simples do que o sistema climático completo.

Num modelo global de clima é necessária a solução de uma série de equações que descrevem a conservação de energia, massa e vários traços, como por exemplo, vapor d'água na atmosfera e sal nos oceanos (WELLS, 2012). Geralmente, as equações são resolvidas para dar o movimento de massa (campo de ventos ou correntes oceânicas) no próximo passo de tempo, porém os modelos devem incluir também processos tais como formação de nuvens e gelo, calor, umidade e transporte de sal. O primeiro passo para se obter uma solução é especificar as condições atmosféricas e oceânicas em certo número de “pontos de grade”, obtidos ao dividir a superfície da Terra em uma série de retângulos, chamados de grade. As condições são especificadas em cada ponto de grade para a superfície e várias camadas na atmosfera e oceano. O conjunto de equações acopladas e não lineares é então resolvido em cada ponto de grade usando técnicas numéricas.

Os modelos climáticos atuais têm tipicamente uma resolução horizontal da ordem de poucas centenas de quilômetros, como por exemplo, os que foram utilizados no último relatório do IPCC (FLATO *et al.*, 2013). No sentido vertical, a resolução e a extensão vertical têm também aumentado substancialmente, com os modelos atuais tendo tipicamente entre 10 e 50 níveis verticais, e se estendendo desde a superfície até a estratosfera.

Além da parte dinâmica, baseada em equações que representam as leis que governam os movimentos da atmosfera e oceano, os modelos climáticos precisam tratar outros processos que não são explicitamente resolvidos devido ao fato de atuarem em escalas espaciais e temporais menores do que as próprias resoluções utilizadas nas equações discretizadas dos modelos (FLATO *et al.*, 2013; KALNAY, 2003; RANDALL, 2004; MCGUFFIE e HENDERSON-SELLERS, 2001). As dimensões da grade determinam a escala mínima dos fenômenos que podem ser resolvidos pelas equações. Escalas menores do que a dimensão da grade são chamadas de escala sub-grade. Por exemplo, nuvens, ondas de gravidade, turbulência, aerossóis e suas

interações, entre outros, geralmente não são resolvidos explicitamente e, por isso, representam fenômenos da escala sub-grade. No entanto, eles são muito importantes em vários aspectos relacionados aos balanços dos modelos, e especialmente no transporte vertical de quantidade de movimento, calor e vapor d'água. Dessa forma, seus efeitos devem ser incluídos de alguma maneira nos modelos. Por exemplo, a convecção profunda influencia a circulação geral através da liberação de calor latente, fluxos verticais de calor, umidade e momento, e as interações com a componente de radiação. Por isso, segundo os autores, os modelos atmosféricos devem utilizar parametrizações para essa ampla gama de processos.

É muito importante identificar a diferença entre as finalidades dos modelos climáticos de circulação geral e modelos de previsão numérica do tempo. Estes últimos são ferramentas de previsão do tempo, que procuram diagnosticar e prever diversos fenômenos meteorológicos e suas interações, enquanto modelos climáticos de circulação geral podem representar apenas condições prováveis (MCGUFFIE e HENDERSON-SELLERS, 1997). Por essa razão, muitas integrações de modelos climáticos de circulação geral devem ser realizadas e seus resultados medidos para gerar um “conjunto” antes que um prognóstico possa ser feito.

Atualmente, para aprimorar a compreensão do clima e realizar previsões climáticas, seja num prazo mais longo, diante de cenários de mudanças climáticas, seja para previsões para um prazo mais curto, existe uma vasta gama de modelos climáticos disponíveis. Para avaliar e prever o clima, os modelos mais desenvolvidos e disponíveis são os modelos climáticos globais, por exemplo, os que foram utilizados no CMIP5 (TAYLOR *et al.*, 2012), e os modelos da terra de complexidade intermediária (EMIC - Earth Models of Intermediate Complexity - EBY *et al.*, 2013; ZICKFELD *et al.*, 2013). Para que se tenha um modelo climático global deve-se ter pelo menos a atmosfera e os oceanos acoplados de maneira tridimensional. Se apenas a componente atmosférica (ou oceânica) é representada, o modelo é um AGCM (Atmosphere General Circulation Model) ou um OGCM (Ocean General Circulation Model). Já os EMIC's são modelos baseados em conhecimentos de física, química, biologia, bem como economia e ciências sociais, e buscam retratar esse entendimento através de parametrizações dos processos que se destinam a caracterizar (MCGUFFIE e HENDERSON-SELLERS, 2001). Para as simulações de longo prazo, para investigar climas futuros ou passados, os EMIC's são utilizados (PETOUKHOV *et al.*, 2005; ZICKFELD *et al.*, 2013), enquanto que, para

períodos de dias e décadas a um século ou dois, os modelos climáticos globais são empregados (FLATO *et al.*, 2013; TAYLOR *et al.*, 2012), embora algumas integrações com esse tipo de modelo possam ser usadas por um período de 10.000 anos ou mais (BRACONNOT *et al.*, 2012; BROCCOLI, 2000).

2.1.2. Modelos Regionais de Clima

Apesar dos modelos globais terem aumentado a sua resolução espacial nos últimos anos, como discutido na seção anterior, eles ainda não são capazes de representar importantes características na escala sub-grade, como nuvens, convecção e turbulência, por exemplo. Sendo assim, quando se está interessado em estudos de impactos locais, esses não são os modelos mais recomendados. Segundo JACOB *et al.* (2007), os modelos globais, que utilizam escalas espaciais da ordem de 100 km ou mais, não são capazes ainda de representar as heterogeneidades da superfície. As técnicas de regionalização (*downscaling*) para a obtenção de melhores informações na escala regional incluem a utilização de modelos de circulação geral com grade variável (SILVA, 2005, DÉQUE e PIEDELIEVRE, 1995), modelos regionais aninhados (GIORGI, 1990), *downscaling* estatístico (WILBY e WIGLEY, 1997, WILBY *et al.*, 1998) e *downscaling* dinâmico com a utilização dos modelos climáticos regionais (GIORGI e MEARNS, 1999).

O aumento da resolução atingida pelos modelos climáticos regionais pode melhorar a representação dos fenômenos atmosféricos que ocorrem em escalas espaciais menores (PEIXOTO e OORT, 1992; MCGUFFIE e HENDERSON-SELLERS, 2001). Segundo FLATO *et al.* (2013), os métodos de *downscaling*, entre eles o dinâmico, são utilizados para fornecer as informações de clima em escalas menores, necessárias para muitos estudos de impactos climáticos, e existe uma confiança alta de que esses métodos aprimoram os resultados em regiões com topografia altamente variável e para os fenômenos de pequena escala. Entretanto, de acordo com SETH *et al.* (2007), os resultados de tais estudos são dependentes da qualidade do modelo escala global utilizado para fornecer as condições de contorno regionais.

Os modelos regionais de clima são testados regularmente para avaliar se eles mostram melhorias em relação aos modelos globais (GIORGI *et al.*, 2004; JACOB *et al.*, 2007; CHRISTENSEN *et al.*, 2007), isto é, se eles realmente agregam valor aos resultados. Em essência, o valor acrescentado é uma medida de quanto o clima que foi regionalizado ficou mais próximo às observações do que o clima gerado pelo modelo no qual foram obtidas as condições de contorno. As diferenças entre as simulações de modelos globais e regionais de clima nem sempre são muito óbvias quando se utilizam quantidades médias em escalas maiores ou em regiões relativamente homogêneas (GIORGI e BATES, 1989; GIORGI, 1990). No entanto, os modelos regionais ganham em termos de detalhamento espacial e temporal. Há uma confiança maior de que *downscaling* agrega valor a simulação mais detalhada do clima espacial em regiões com topografia altamente variável (por exemplo, orografia, litoral) e para os fenômenos de mesoescala e extremos. O trabalho de HOHENEGGER *et al.* (2008) utiliza um modelo regional de clima com uma resolução de 2.2 km para investigar o ciclo diário de precipitação ao longo de apenas um mês. Segundo os autores, em comparação com os dados observados, o modelo simula bem a evolução e distribuição de precipitação. Além disso, quando comparado ao modelo que serviu como condição de contorno, este utilizando uma resolução de 25 km, o modelo com resolução de 2.2 km fornece de maneira mais acurada a localização do máximo de precipitação, assim como reproduz melhor a evolução do ciclo diário desta variável. Portanto, os resultados gerados pelo *downscaling* regional devem ser encarados como complementares aos resultados obtidos diretamente de modelos climáticos globais.

Nos últimos anos, esforços têm sido feitos no sentido de se explorar o potencial dos modelos de clima regional, quando estes são aplicados com resolução de poucos quilômetros, ou seja, na escala em que os processos convectivos ocorrem. Uma das variáveis mais sensíveis a esse aumento de resolução é a precipitação. A melhor caracterização da superfície, da topografia e das regiões costeiras, assim como a representação aprimorada de aspectos associados à convecção, tem feito com que, em alguns estudos, os modelos regionais de clima apresentem melhores resultados do que os modelos de circulação geral da atmosfera, quando se considera a escala local (SÁNCHEZ *et al.*, 2009). Desta forma, muitos estudos têm utilizado os modelos regionais de clima para obter melhores simulações de precipitação na escala regional (CHRISTENSEN *et al.*, 2007, JACOB *et al.*, 2007, PESQUERO *et al.*, 2010, CUADRA

e ROCHA, 2006, FERNANDEZ *et al.*, 2006, SOLMAN *et al.*, 2008, SETH *et al.*, 2007). Estudos coordenados envolvendo modelos regionais de clima e *ensembles* também se tornaram muito mais comuns nos últimos anos, com domínios que abrangem a Europa, América do Norte, América do Sul, e os demais continentes.

Na América do Sul, um dos primeiros trabalhos foi desenvolvido por HOREL *et al.* (1994), que realizaram simulações com o modelo MM4 para investigar os processos que controlam as características da circulação de grande escala sobre a bacia amazônica. O modelo apresentou muitas deficiências próximo a montanhas, principalmente, no que diz respeito à precipitação excessiva em regiões próximas aos Andes. TANAJURA (1996) desenvolveu experimentos com o modelo ETA do CPTEC para o trimestre dezembro-janeiro-fevereiro (DJF) a fim de verificar os principais aspectos sobre a América do Sul. Os resultados mostraram que, de maneira geral, a distribuição espacial da precipitação melhorou quando comparadas às observações, exceto na região Amazônica onde se obteve uma superestimativa.

FERNANDEZ (2004) utilizou os modelos ETACLIM e RegCM3, numa simulação de 10 anos, ambos com resolução espacial de 80 km, para estudar o clima de verão da América do Sul e os efeitos dos fenômenos El Niño e La Niña sobre o continente. Os resultados mostraram que os dois modelos subestimaram a precipitação sobre grande parte da América do Sul e superestimaram na região próxima aos Andes. Em relação a variabilidade interanual durante esses eventos, os dois modelos conseguiram simular bem a precipitação durante o verão.

ALVES *et al.* (2000) realizou simulações sazonais com o modelo ETA do CPTEC para estudar o comportamento da precipitação de verão (1998-1999) e inverno (1999). O modelo não foi capaz de posicionar corretamente a ZCAS. Entretanto, a distribuição espacial e o número de dias com precipitação de intensidade fraca a moderada foram relativamente bem simulados, concluindo que as simulações mostraram potencial para indicação das condições sazonais.

DRUYAN e FULAKEZA (2002) realizaram simulações de previsão climática sazonal para a América do Sul para o período março-maio entre os anos 1985 e 1997, utilizando o modelo de clima regional da NASA. Os autores concluíram que as simulações ficaram muito dependentes da condição de contorno imposta pelo modelo de

circulação geral utilizado. Porém, notaram que o modelo regional apresentou melhores resultados do que o modelo global.

NOBRE *et al.* (2001) utilizaram o modelo global ECHAM3 e um modelo regional de clima com duas resoluções espaciais (80 e 20 km) para simular a estação chuvosa de 1999 sobre o Nordeste do Brasil. Os resultados mostraram que o modelo regional agrega valor à simulação de precipitação quando comparado ao modelo ECHAM3. Entretanto, o modelo regional de clima apresentou resultados mais distantes do observado quando utilizou a resolução de 20 km, o que fez com que os autores sugerissem melhorar o ajuste das parametrizações de convecção e dos processos de superfície do modelo, fundamentais nessa resolução.

SETH e ROJAS (2003) utilizaram o modelo RegCM, na versão 3.2, para estudar a variabilidade interanual de precipitação e circulação sobre a América do Sul durante os episódios de El Niño de 1982-1983 e de La Niña de 1984-1985. Eles verificaram que o modelo simulou corretamente os diferentes padrões da circulação em grande escala e as anomalias nestes padrões, assim como a precipitação associada.

SUN *et al.*, (2005) utilizaram um modelo regional para analisar o clima do Nordeste brasileiro entre 1971 e 2000. Os resultados mostraram que o modelo regional de clima simulou corretamente a distribuição sazonal da chuva sobre a região, sendo que as anomalias sazonais foram melhor representadas no modelo regional do que no modelo global que forneceu as condições de contorno.

SILVA *et al.* (2011) utilizaram o modelo RegCM na versão 4.1 para simular o clima presente da América do Sul, de 1991 a 2009. Os resultados mostraram que o modelo simula bem o clima, conseguindo capturar os principais padrões de chuva e temperatura do verão e inverno. Porém, algumas diferenças foram encontradas, como o bias frio na região amazônica, sudeste e sul. O modelo também foi capaz de simular a variabilidade de precipitação e temperatura em quatro regiões estudadas. De acordo com os autores, considerando os resultados obtidos e comparando com o de outros modelos regionais de clima, o modelo RegCM poderia ser utilizado para estudos de variabilidade e mudanças climáticas para a América do Sul.

O último relatório do IPCC divulgado em 2013 (FLATO *et al.*, 2013), contém muitas contribuições de centros de pesquisa utilizando os modelos globais na escala

espacial entre 100 e 200 km, assim como os modelos regionais de clima, trabalhando com resoluções entre 25 e 50 km. Entretanto, mesmo nos dias de hoje são necessários muitos recursos computacionais para utilizar qualquer um desses modelos com uma resolução espacial tão alta. De fato, em nível mundial, poucos centros de pesquisa possuem supercomputadores capazes de aplicar esses modelos em escalas tão resolutas. O problema torna-se ainda maior na medida em que consideramos as escalas de tempo de clima, como por exemplo, anos, décadas ou até mesmo séculos. No Brasil, a falta de investimento adequado em recursos computacionais restringe bastante a utilização de supercomputadores para a grande maioria da comunidade científica, ficando para uma pequena parcela desta a oportunidade de trabalhar e aprimorar os modelos regionais de clima e os modelos globais acoplados com altas resoluções espaciais.

2.1.3. *Spin-up* do Modelo Atmosférico

A partir de um estado inicial, os modelos climáticos geralmente necessitam de um certo tempo para atingir um estado de equilíbrio, o qual é caracterizado por condições em que não ocorrem mudanças significativas na temperatura e outros parâmetros (CHRISTENSEN *et al.*, 2001). O tempo decorrido é chamado de *spin-up*. Segundo KARLICKÝ (2013), o *spin-up* é um intervalo de tempo no qual o modelo pode fazer o seu próprio ambiente interno e equilíbrio, o que não é tão afetado pelas condições iniciais. A ideia do *spin-up* é fazer com que o modelo utilize uma condição inicial que melhor representa a realidade. Com forçantes constantes e com os principais mecanismos físicos comuns, um modelo do sistema terrestre, modelo climático global ou regional ou modelo de superfície da terra é executado até atingir um estado de equilíbrio. Este processo pode ser bastante demorado e pode gerar custos computacionais, especialmente se diferentes configurações do modelo forem utilizadas.

No geral, quanto mais tempo duram os fenômenos a serem estudados, mais longo deverá ser o tempo de *spin-up*. Em modelos mais complexos, como por exemplo, um modelo do sistema terrestre (JOHNS *et al.*, 2006; COLLINS *et al.*, 2006; PHIPPS, 2006) trabalhando com escalas de centenas ou milhares de anos, o tempo de *spin-up* associado ao oceano e ao ciclo do carbono pode adicionar centenas ou até milhares de

anos ao tempo de simulação do modelo. Já para modelos regionais de clima, como o RegCM, o comprimento de *spin-up* deve ser de pelo menos um ano (CHRISTENSEN *et al.*, 2001, CHRISTENSEN *et al.*, 2007, JACOB *et al.*, 2007, PESQUERO *et al.*, 2010, KARLICKÝ, 2013, entre outros). No trabalho de WEI *et al.* (2013), os autores mostram que um período de 10 anos é mais do que suficiente para o *spin-up* do modelo regional de clima utilizado no estudo. Esse é justamente o tempo de *spin-up* que será adotado nesse estudo. Mais detalhes estão contido no Capítulo 3.

2.2. Modelagem Hidrológica

Como a água é um recurso essencial, as variações que ocorrem no ciclo hidrológico são de fundamental importância para o nosso dia a dia e também para o futuro. Dentro desse ciclo, a variabilidade espacial e temporal da precipitação impacta diretamente em questões como geração de energia elétrica, irrigação agrícola, abastecimento, controle de inundações, etc (TUCCI, 1993; ANA, 2012a).

De acordo com TUCCI (2005), um modelo representa algum objeto ou sistema, numa linguagem ou forma de fácil acesso e uso, com o objetivo de entendê-lo e buscar respostas para diferentes entradas. MELO (2010) cita que um modelo é uma representação do sistema, onde os processos que ocorrem no sistema são representados de forma matemática, física ou analógica de modo a atingir um objetivo.

Os modelos hidrológicos podem ser definidos como ferramentas utilizadas para representar os processos que ocorrem na bacia hidrográfica e prever as consequências das diferentes ocorrências em relação aos valores observados (TUCCI, 1998). Entretanto, para se utilizar a modelagem hidrológica é necessário um conhecimento aprofundado a respeito do ciclo hidrológico e sobre todos os processos físicos que ocorrem antes, durante e após a precipitação, a interceptação, a evapotranspiração, a infiltração e o escoamento superficial (SANTOS, 2009). Segundo SARAIVA (2010), estes processos que fazem parte do ciclo hidrológico ocorrem de forma diferenciada para cada bacia hidrográfica, considerando que a movimentação hídrica numa bacia depende de variados fatores como tipo de solo, cobertura vegetal, clima, relevo,

características hidrogeológicas, formato e tamanho da bacia, duração e intensidade da chuva, grau de compactação do solo e umidade antecedente do solo.

Cabe ressaltar que os modelos hidrológicos possuem algumas limitações, pois, além da pouca quantidade e qualidade dos dados hidrológicos, há a dificuldade de formular matematicamente alguns processos e existe uma simplificação do comportamento espacial de variáveis e fenômenos, o que acaba por trazer incertezas para a previsão hidrológica (GOODCHILD, 1993). Além disso, existem algumas limitações de natureza computacional ou em relação à maneira na qual as equações matemáticas são traduzidas em processos numéricos discretos, que levam à parametrização de processos complexos em escalas espaciais muito pequenas, que podem não ser explicitamente representadas pelo modelo (RENNÓ e SOARES, 2000).

De acordo com TUCCI (1998), COLLISHONN (2001), RIGHETTO (1998), RENNO e SOARES (2000), SANTOS (2009), KAISER (2006), FRAGOSO JÚNIOR (2012), basicamente os modelos hidrológicos podem ser classificados em três grupos principais:

i) Concentrado ou Distribuído:

O modelo é dito concentrado quando não leva em consideração a variabilidade espacial da bacia. Os dados de entrada e os parâmetros da bacia são representados por valores médios, válidos para toda a área de estudo. Já o modelo é considerado distribuído quando suas variáveis e parâmetros dependem do espaço. Nesse, os dados de entrada e parâmetros variam no espaço, com estas informações podendo ser distribuídas em sub-bacias ou em malhas.

ii) Estocástico ou Determinístico:

O modelo é dito estocástico quando a chance de ocorrência das variáveis for levada em consideração, e o conceito de probabilidade é introduzido na formulação do modelo. Na hidrologia, os modelos utilizam séries históricas de variáveis hidrológicas para, por meio das estatísticas observadas nessas séries, inferirem o comportamento futuro, estabelecendo apenas uma relação de causa-efeito. No caso do modelo

determinístico, os conceitos de probabilidade são negligenciados durante a sua elaboração. Basicamente, esse modelo foca no entendimento conceitual e físico dos fenômenos hidrológicos para explicá-los e tentar reproduzi-los.

iii) Empírico ou Conceitual:

Os modelos empíricos utilizam relações baseadas em observações e análises estatísticas, como métodos de correlação e análise de regressão, e, de maneira geral, são mais simples, sem a necessidade de explicar os fenômenos físicos. Entretanto, sua utilização é limitada para aquela região para qual as relações foram estimadas. Os modelos conceituais procuram descrever e explicar os processos que envolvem determinado fenômeno estudado e, em geral, são mais complexos que os empíricos.

Em teoria, ao possuir a estimativa de como irá se comportar a precipitação no futuro, informação que é proveniente dos modelos atmosféricos (globais ou regionais), pode-se inseri-la em modelos hidrológicos para averiguar como irá se comportar a vazão no futuro, numa determinada bacia hidrográfica. Entretanto, essa metodologia pode tornar-se bastante imprecisa na medida em que erros podem ocorrer tanto na modelagem atmosférica quanto na hidrológica, o que irá acarretar em previsões errôneas de vazões. Mudanças nos diversos aspectos físicos das bacias (cobertura vegetal, impermeabilização, alterações antrópicas) ao longo dos anos também devem ser levadas em consideração, pois podem representar uma fonte de erros nas previsões.

As previsões atuais de vazões se baseiam em duas técnicas: estocástica e dinâmica (BLOCK *et al.*, 2009). A primeira utiliza técnicas estatísticas para estimar as vazões (LIMA e LALL, 2010; SOUZA FILHO e LALL, 2003; ROBERTSON e WANG, 2012). A segunda utiliza o acoplamento entre modelos atmosféricos e hidrológicos, onde as informações fornecidas pelos primeiros auxiliam na obtenção das vazões pelos segundos. O acoplamento entre estes modelos pode ser do tipo unidirecional (ou *offline*), onde somente a informação do modelo atmosférico é passada para o modelo hidrológico, ou ainda bidirecional (ou *online*), quando os dois modelos passam informações um para o outro, de maneira que ambos os resultados dependem das informações recebidas. Nos últimos anos, a melhoria nas previsões e o aumento da resolução espacial dos modelos atmosféricos encorajaram diversos grupos científicos a

utilizar o acoplamento entre esses e os modelos hidrológicos (BRAGA *et al.*, 2009; BLOCK *et al.*, 2009; BRAGA *et al.*, 2005; TUCCI *et al.*, 2005; TUCCI *et al.*, 2008).

Diversos trabalhos têm utilizado essa metodologia ao longo dos últimos anos, tanto para estudos diagnósticos como também estudos envolvendo cenários de mudanças climáticas, no qual os modelos atmosféricos são executados com os cenários climáticos do IPCC e, posteriormente, os valores previstos de precipitação são inseridos nos modelos hidrológicos para averiguar os impactos do aquecimento global sobre as bacias hidrográficas.

2.3. Cenários Climáticos do IPCC

Segundo o IPCC, um cenário de clima refere-se a um clima futuro plausível que foi construído para investigar as consequências potenciais das alterações climáticas associadas às atividades antropogênicas (IPCC, 2000). Nesses cenários climáticos, não só as alterações climáticas induzidas pelo homem devem ser consideradas para representar as condições futuras, mas também as que tem origem na variabilidade natural do clima. Segundo o documento, deve-se distinguir um cenário de clima de uma previsão climática, que refere-se a uma descrição da resposta do sistema climático a um cenário de emissões de gases de efeito estufa e aerossóis, como simulado por um modelo climático. Previsões climáticas sozinhas raramente fornecem informações suficientes para estimar os impactos futuros das mudanças climáticas; saídas de modelos frequentemente tem que ser manipuladas e combinadas com dados observados do clima para ser usado, por exemplo, como entrada para os modelos de impacto. É necessário também fazer uma distinção entre cenário de clima e um cenário de mudanças climáticas, no qual este último é usado às vezes na literatura científica para denotar um clima futuro plausível. No entanto, este termo deverá referir-se estritamente a uma representação da diferença entre algum clima futuro plausível e o clima atual ou controle, como é geralmente denominado num modelo de clima (MEARNS *et al.*, 2001).

O Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC) desenvolveu cenários de emissões de longo prazo em 1990. Estes cenários serviram como entrada

para os modelos de circulação geral e foram amplamente utilizados na análise de possíveis mudanças climáticas, seus impactos e as opções para mitigar a mudança climática (HOUGHTON *et al.*, 1990). Em 1992, o IPCC aprovou seis novos cenários de emissões que forneceram trajetórias diferentes de emissões entre 1990 e 2100 para alguns gases de efeito estufa (CO₂, CH₄, N₂O, etc - LEGGETT *et al.*, 1992).

Em 1996 o IPCC decidiu desenvolver um novo conjunto de cenários para substituir os cenários de 1992. O novo conjunto de cenários foi descrito no Relatório Especial sobre Cenários de Emissões do IPCC (SRES; IPCC, 2000). Quatro diferentes enredos narrativos foram desenvolvidos para descrever consistentemente as relações entre as forças de emissões e sua evolução e para adicionar contexto a quantificação do cenário. Foram desenvolvidos 40 cenários que resultaram de projeções sócio-econômicas específicas de enredos sobre o futuro desenvolvimento demográfico e econômico, a regionalização, a produção e utilização de energia, tecnologia, agricultura, silvicultura e uso da terra (IPCC, 2000). Cada cenário representa uma quantificação específica de um dos quatro enredos. Todos os cenários com base no mesmo enredo constituem uma família de cenário. Esses cenários não incluem iniciativas climáticas adicionais, o que significa que nenhum cenário considera implementações assumidas pela Convenção Quadro das Nações Unidas sobre Mudança do Clima ou as metas de emissões do Protocolo de Kyoto. No entanto, as emissões de gases de efeito estufa são diretamente afetadas por políticas não diretamente ligadas à questão das mudanças climáticas (por exemplo, medidas para melhorar a qualidade do ar em grandes centros urbanos podem resultar em menores níveis de emissão de poluentes). Além disso, as políticas governamentais podem, em diferentes graus, influenciar as fontes de emissão de gases de efeito estufa, como as alterações demográficas, desenvolvimento social e econômico, a mudança tecnológica, utilização de recursos e gestão da poluição. Esta influência é amplamente refletida nos enredos e cenários resultantes. Os 4 enredos e famílias de cenários que serviram como base para o Terceiro Relatório do IPCC (IPCC, 2001) estão descritos a seguir.

- A1: O enredo e a família de cenários A1 descrevem um mundo futuro de crescimento econômico muito rápido, com a população global atingindo um pico em meados do século e declinando em seguida e a rápida introdução de

tecnologias novas e mais eficientes. As principais questões subjacentes são a convergência entre as regiões, a capacitação e o aumento das interações culturais e sociais, com uma redução substancial das diferenças regionais na renda per capita. A família de cenários A1 se desdobra em três grupos que descrevem direções alternativas da mudança tecnológica no sistema energético. Os três grupos A1 distinguem-se por sua ênfase tecnológica: intensiva no uso de combustíveis fósseis (A1F1), fontes energéticas não fósseis (A1T) ou um equilíbrio entre todas as fontes (A1B) (em que o equilíbrio é definido como não se depender muito de uma determinada fonte de energia, supondo-se que taxas similares de aperfeiçoamento apliquem-se a todas as tecnologias de oferta de energia e uso final).

- A2. O enredo e a família de cenários A2 descrevem um mundo muito heterogêneo. O tema subjacente é a autossuficiência e a preservação das identidades locais. Os padrões de fertilidade entre as regiões convergem muito lentamente, o que acarreta um aumento crescente da população. O desenvolvimento econômico é orientado primeiramente para a região e o crescimento econômico per capita e a mudança tecnológica são mais fragmentados e mais lentos do que nos outros enredos.
- B1. O enredo e a família de cenários B1 descrevem um mundo convergente com a mesma população global, que atinge o pico em meados do século e declina em seguida, como no enredo A1, mas com uma mudança rápida nas estruturas econômicas em direção a uma economia de serviços e informação, com reduções da intensidade material e a introdução de tecnologias limpas e eficientes em relação ao uso dos recursos. A ênfase está nas soluções globais para a sustentabilidade econômica, social e ambiental, inclusive a melhoria da equidade, mas sem iniciativas adicionais relacionadas com o clima.
- B2. O enredo e família de cenários B2 descrevem um mundo em que a ênfase está nas soluções locais para a sustentabilidade econômica, social e ambiental. É

um mundo em que a população global aumenta continuamente, a uma taxa inferior a do A2, com níveis intermediários de desenvolvimento econômico e mudança tecnológica menos rápida e mais diversa do que nos enredos B1 e A1. O cenário também está orientado para a proteção ambiental e a equidade social, mas seu foco são os níveis local e regional.

As previsões de mudanças climáticas realizadas como parte do CMIP3 e discutidos no Quarto Relatório do IPCC também foram baseadas principalmente no SRES A2, A1B e cenários B1 (IPCC, 2007). No entanto, dada a diversidade dos esquemas do ciclo e química do carbono nos modelos, esta abordagem implicou em diferenças nas concentrações de gases de efeito estufa de vida longa e aerossóis para o mesmo cenário de emissões (CUBASCH *et al.*, 2013). Como resultado desta e de outras deficiências, cenários revistos foram desenvolvidos para serem usados no quinto relatório do IPCC, e para permitir que simulações dos modelos climáticos globais (usando concentrações) pudessem ser comparadas às simulações dos modelos da terra de complexidade intermediária (EMIC) que usam as emissões para calcular as concentrações.

Para o CMIP5, que serviu de base para o quinto relatório do IPCC, quatro novos cenários, referido como Representative Concentration Pathways (RCPs) foram desenvolvidos. Eles são identificados pelo valor aproximado da forçante radiativa (em W m^{-2}) em 2100, ou na estabilização depois de 2100 em suas extensões, em relação ao período pré-industrial. O RCP2.6 (o menor dos quatro, também referido como RCP3-PD) apresenta um pico de $3,0 \text{ W m}^{-2}$ e, em seguida, diminui para $2,6 \text{ W m}^{-2}$ em 2100; o RCP4.5 (médio-baixo) e RCP6.0 (médio-alto) estabilizam depois de 2100 em $4,2$ e $6,0 \text{ W m}^{-2}$; o RCP8.5 (mais alto) atinge $8,3 \text{ W m}^{-2}$ em 2100 em uma trajetória crescente. Mais detalhes sobre os RCPs podem ser obtidos em COLLINS *et al.* (2013) e CUBASCH *et al.* (2013).

A figura 2.1 mostra as projeções de emissões e concentração de CO_2 entre 2000 e 2100 para alguns cenários climáticos do IPCC utilizados no terceiro, quarto e quinto relatórios do IPCC. Aqui nesse estudo foram utilizados os cenários futuros de clima B1 e A1B, que são cenários otimistas e intermediários, respectivamente. Evitou-se trabalhar com os cenários mais pessimistas, como por exemplo o A2 ou A1F1, por acreditar que

soluções tecnológicas futuras podem auxiliar na diminuição das emissões de gases de efeito estufa ou até mesmo no sequestro desses.

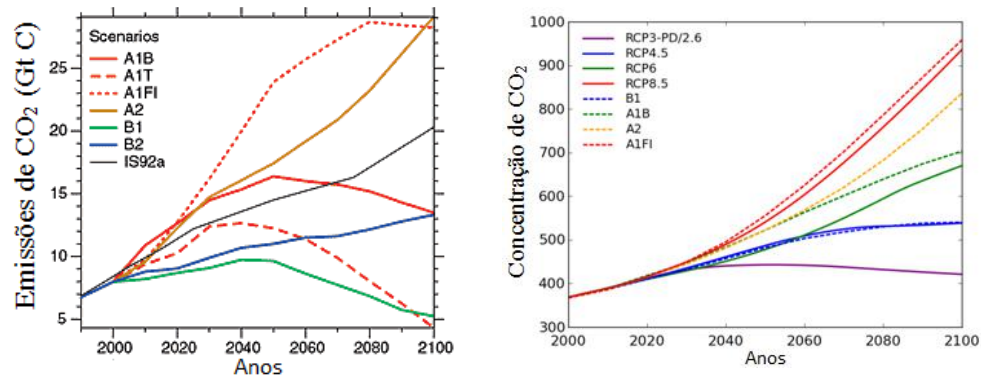


Figura 2.1: Projeções de emissões e concentração de CO₂ de diversos cenários de clima do IPCC para o século XXI. (Fonte: Adaptado de IPCC (2000) e CUBASCH *et al.* (2013)).

3. Metodologia

3.1. Modelagem Atmosférica

3.1.1. Clima Presente

O modelo RegCM4, daqui em diante chamado apenas de RegCM, foi executado com uma resolução espacial de 50 km em longitude e latitude entre janeiro de 1961 e dezembro de 2000, mas os resultados foram analisados somente para os 30 anos entre 1971 e 2000. Os 10 primeiros anos foram utilizados para o *spin-up* do modelo. Ele utilizou como condições iniciais e de contorno os dados do modelo japonês de circulação geral da atmosfera e oceano CCSR/NIES/FRCGC MIROC (daqui em diante, chamado apenas de MIROC), na sua versão 3.2, com resolução de aproximadamente 125 x 125 km em longitude e latitude (HASUMI e EMORI, 2004). O modelo MIROC foi selecionado entre os modelos do CMIP3 (Fase 3 do Coupled Model Intercomparison Project) por causa de sua alta resolução e do melhor desempenho em representar a precipitação sobre a América do Sul (BOMBARDI e CARVALHO, 2009), dentre os diversos modelos desse projeto. Além disso, outro ponto importante foi a disponibilidade de dados a cada 6 horas (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 TMG), necessários para serem utilizados como condição de contorno lateral no RegCM.

Os dados de temperatura da superfície do mar (TSM) utilizados são as médias mensais de janeiro de 1961 a dezembro de 2000 numa resolução de 1° de longitude e latitude, provenientes do Met Office (RAYNER *et al.*, 2006). Antes de serem utilizados, esses dados foram interpolados para a grade de 50 km de resolução do modelo. Os dados do Global Land Cover Characterization (GLCC) e de topografia com 30 segundos de resolução do USGS (United States Geological Survey; LOVELAND *et al.*, 2000) foram utilizados para se obter as características do terreno. Mais detalhes sobre o modelo regional de clima RegCM podem ser consultados no Anexo A. Maiores informações do modelo global MIROC estão contidos no Anexo C.

Para as análises dos resultados foram utilizados os dados mensais de temperatura e precipitação do CRU (Climatic Research Unit), versão 3.1, na resolução de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ de longitude e latitude entre 1971 e 2000 (MITCHELL e JONES, 2005). As médias climáticas foram construídas a partir de um novo conjunto de normais climatológicas de dados de estação sobre os continentes (excluindo a Antártica) entre 1961 e 1990. Os dados foram então interpolados para a grade de alta resolução de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ de longitude e latitude. A precisão das interpolações foi avaliada através de validação cruzada e por comparação com outras climatologias (NEW *et al.*, 1999). Para calcular a série temporal mensal para o período entre 1901 e 2002, as anomalias mensais relativas a 1961-1990 foram calculadas para cada variável e aplicadas a sua respectiva climatologia de 1961-1990. Essa abordagem de anomalia foi adotada porque a rede de estações para a construção das normais era muito mais abrangente do que a rede disponível para calcular as séries temporais de cada estação.

Algumas sub-regiões do domínio foram utilizadas para averiguar o desempenho do modelo em simular o ciclo médio anual e a variabilidade interanual. Conforme exhibe a figura 3.1, essas regiões são: AMZ (Lon: $55-70^\circ\text{W}$ / Lat: $0-10^\circ\text{S}$), NEB (Lon: $35-45^\circ\text{W}$ / Lat: $2-12^\circ\text{S}$), SE (Lon: $40-50^\circ\text{W}$ / Lat: $15-25^\circ\text{S}$) SUL (Lon: $50-60^\circ\text{W}$ / Lat: $25-35^\circ\text{S}$). Em todas as sub-regiões só foram considerados os dados sobre o continente.

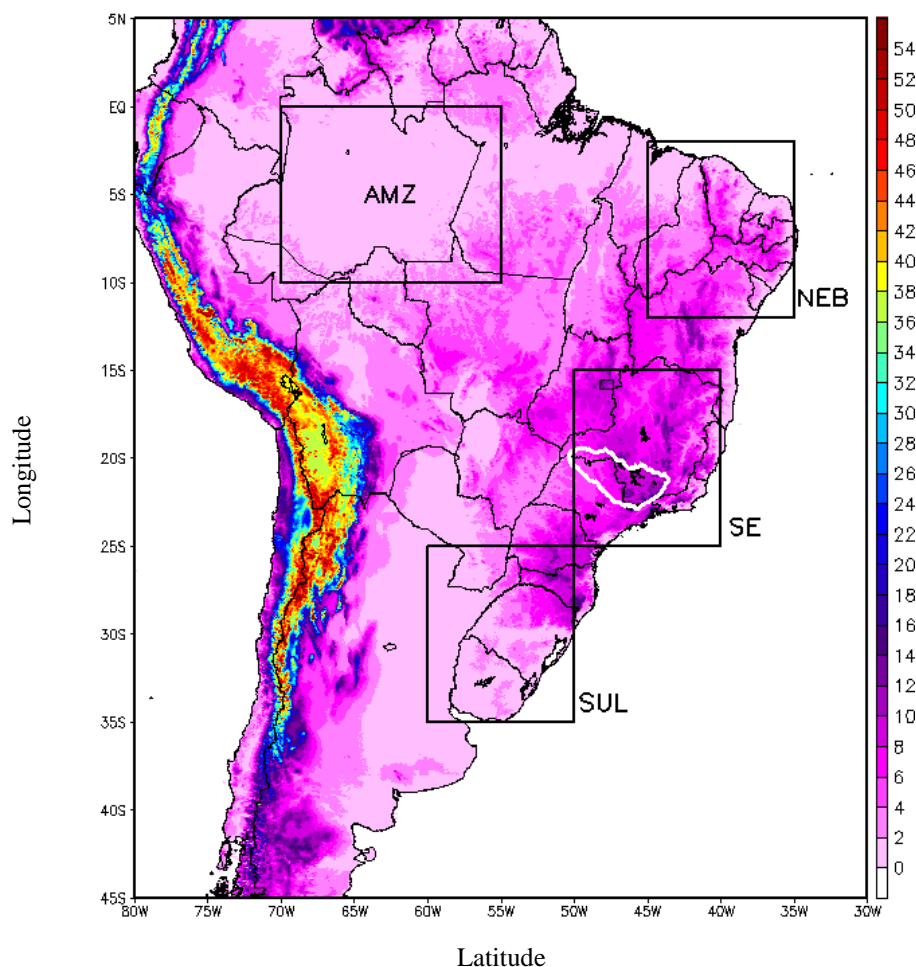


Figura 3.1: Domínio e a topografia ($\times 10^2$ metros) utilizados pelo modelo RegCM com as sub-regiões AMZ, NEB, SE e SUL, que foram utilizadas para análise. O contorno branco exibe a localização da Bacia Hidrográfica da UHE Água Vermelha (BHAV).

Às vezes, um estimador pode ser tendencioso. Isto significa simplesmente que embora possa ser usado para estimar, o valor estimado não é exatamente igual ao parâmetro observado. A diferença entre a média do estimador e a média do parâmetro verdadeiro é chamado de viés. Quando um estimador é sabidamente tendencioso, é possível modificar o estimador subtraindo-se o viés estimado a partir da estimativa original. Este procedimento é chamado de correção (remoção) do viés. Ele é feito com a intenção de melhorar a estimativa. Com o intuito de minimizar a tendência do modelo climático RegCM em subestimar ou superestimar os valores de chuva mensal em cada uma dessas regiões, utilizou-se a remoção de viés, a partir de uma adaptação da metodologia proposta em BRAGA *et al.* (2009) e utilizada em FERNÁNDEZ BOU *et al.* (2015).

Primeiramente, calculou-se a média mensal da chuva observada e a média mensal da chuva simulada pelo modelo regional RegCM, com respeito à série temporal de 1971 a 1990. Em seguida, fez-se uma curva de permanência, onde os dados foram dispostos de maneira crescente, não respeitando a série temporal. Após esta etapa, elaborou-se uma curva de dispersão em planilhas eletrônicas *Excel*, cujo eixo das ordenadas era composto pela chuva observada e o eixo das abscissas era composto pela chuva simulada pelo modelo climático. Então, traçou-se uma linha de tendência polinomial de ordem 2, cuja equação foi utilizada para a remoção de viés. No Apêndice A são exibidos os gráficos e as equações obtidas para cada mês do ano para as 4 regiões demarcadas no mapa da figura 3.1. O período para obtenção das equações para a remoção de viés é entre 1971 e 2000, enquanto que o período de validação deste método é entre 1991 e 2000. Para fins de comparação entre os dois modelos, a remoção de viés nas 4 sub-regiões será aplicada tanto para o modelo regional RegCM quanto para o modelo global MIROC.

Dessa forma, utiliza-se doravante o termo Reg para os valores simulados pelo modelo regional sem remoção de viés e RegV para os valores simulados pelo modelo após a remoção de viés. De maneira similar, os valores simulados pelo modelo global sem remoção de viés serão atribuídos ao termo MIR, e com remoção de viés, ao termo MIRV.

Para verificar a dispersão da série temporal em cada região, calculou-se o desvio padrão da precipitação observada (CRU), simulada pelos modelos (Reg e MIR) e simulada pelos modelos com remoção do viés (RegV e MIRV), de acordo com a seguinte fórmula:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{n=1}^N (x_n - \bar{x})^2} \quad 3.1$$

onde x_n representa cada um dos membros da série temporal, \bar{x} a média dos membros e N é o número total de membros da série. O desvio padrão possui a mesma unidade da

variável analisada e quanto maior o seu valor, mais dispersos estarão os membros da série temporal em relação à sua própria média.

Também se calculou a raiz do erro quadrático médio (RMSE) entre a precipitação simulada pelo modelo com (RegV) e sem (Reg) remoção de viés e a precipitação observada (CRU), de acordo com a seguinte fórmula:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (x_n - o_n)^2} \quad 3.2$$

Onde x_n e o_n representam os pares de valores de simulação e observação, respectivamente. N significa o número de membros das séries temporais simuladas e observada. Como o RMSE computa o quadrado dos erros das simulações, somente serão obtidos resultados positivos, sendo que ele tende para 0, no caso de previsões perfeitas, até valores mais altos, à medida em que as discrepâncias entre a simulação e a observação também aumentam. Pela equação acima é possível perceber que o RMSE possui a mesma dimensão física que a própria variável analisada.

3.1.2. Clima Futuro

O modelo RegCM foi executado entre os anos de 2011 e 2100 com as condições de contorno atmosféricas do modelo MIROC, sob os cenários climáticos do IPCC A1B e B1. A única diferença é em relação à TSM. No caso do clima presente, a TSM utilizada foi a proveniente do Met Office (RAYNER *et al.*, 2006), numa resolução de 1° de longitude e latitude para o período entre 1961 e 2000. No caso do clima futuro, o modelo RegCM utilizou as TSMs previstas pelo próprio modelo MIROC, com resolução de aproximadamente 125 x 125 km em longitude e latitude, para o período entre 2011 e 2100.

Os resultados da modelagem atmosférica foram analisados em blocos de 30 anos, ou seja, 2011-2040, 2041-2070 e 2071-2100, e comparados ao período de referência do modelo entre 1971 e 2000 (clima presente). O objetivo é avaliar como as condições de temperatura e precipitação se comportam, segundo o modelo, em relação ao clima presente do próprio modelo.

É importante salientar que as projeções de precipitação do modelo RegCM para as sub-regiões AMZ, NEB, SE e SUL para o período do clima futuro serão apresentadas já com a remoção de viés, discutida na seção anterior. Da mesma forma, as previsões de chuva para a área de drenagem da BHRG serão fornecidas também com a remoção de viés.

3.2. Modelagem Hidrológica

3.2.1. Região de Estudo

O trabalho será feito apenas para a Bacia Hidrográfica do Rio Grande (BHRG), situada nos estados de São Paulo e Minas Gerais, conforme mostra a figura 3.2. Mais especificamente, o modelo irá simular a vazão observada na UHE Água Vermelha, localizada na cidade de Iturama-MG, que faz divisa com o estado de SP. Vale ressaltar que a UHE de Água Vermelha é praticamente no exutório da BHRG, como mostra a figura 3.3 (ponto vermelho mais a oeste dentro da área da BHRG). Dessa forma, toda a descrição feita para a BHRG serve como descrição da bacia hidrográfica da UHE de Água Vermelha. Em etapas futuras, essa metodologia poderá ser aplicada a outras bacias hidrográficas.

O Rio Grande nasce na Serra da Mantiqueira, no município de Bocaina de Minas, a uma altitude de aproximadamente 1.980 m. A Bacia Hidrográfica do Rio Grande (BHRG) localiza-se no sudeste brasileiro, como mostra a figura 3.3, inserida na Bacia Hidrográfica do Rio Paraná que, em conjunto com as Regiões Hidrográficas do Paraguai e Uruguai, compõe a Bacia do Prata. A área de drenagem da BHRG é de 143.437,79 km², sendo que 57.092,36 km² (39,80%) encontram-se dentro do Estado de

São Paulo e 86.345,43 km² (60,20%) no Estado de Minas Gerais (IPT, 2008). Em relação a UHE de Água Vermelha a sua área de drenagem é de 139.900 km².

Os principais afluentes desta bacia são os rios Aiuruoca, Ingaí, Capivari, Cervo, Peixe, Sapucaí, São João, Sapucaí Paulista, Padro e Turvo, pela margem esquerda, e os rios das Mortes, Jacaré, Uberaba e Verde ou Feio, pela margem direita.

No Rio Grande e em alguns afluentes está localizada uma série de reservatórios construídos para fins de geração de energia elétrica. A cascata de reservatórios no Rio Grande compreende as usinas de Camargos, Itutinga, Furnas, Mascarenhas de Moraes, L. C. B de Carvalho, Jaguará, Volta Grande, Porto Colômbia, Marimbondo e Água Vermelha, de montante para jusante. Diversas outras usinas estão localizadas nesta bacia, tais como Euclides da Cunha, São Joaquim, Dourados, Esmeril, Limoeiro, Caconde, Anil, Pinhal, Jacutinga, entre outras.

A BHRG é uma das principais bacias hidrográficas geradoras de energia dentro da matriz brasileira de hidroeletricidade. De acordo com o IPT (2008), a BHRG possui capacidade instalada atual de 7.797 MW ou cerca de 9,1% do total gerado pelas usinas hidrelétricas (ANEEL, 2012), sendo 7.008 MW gerados pela vertente mineira e 788 MW pela paulista. Esse total corresponde a 7,81% da capacidade instalada no Brasil, 36,21% da capacidade instalada em São Paulo e 42,86% da capacidade instalada em Minas Gerais.

Segundo OLIVEIRA (2009), que analisou dados climatológicos de precipitação do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) e do CRU, os máximos de precipitação na BHRG ocorrem entre os meses de novembro a março, com o máximo ocorrendo em dezembro e janeiro. De acordo com o autor, esses máximos ocorrem em função da configuração da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre essa região. QUADRO (1994) relata que a ZCAS, fenômeno característico do verão sobre a América do Sul, se configura sobre as regiões Norte, Sudeste, Centro-Oeste e sul do Nordeste e está associada a alguns sistemas de caráter dinâmico como a Baixa do Chaco, a Alta da Bolívia e os VCAN's. Segundo BRAGA *et al.* (2009), quando a ZCAS atua, ocorre o transporte de umidade da região Amazônica diretamente para a região da bacia, contribuindo para os totais mais significativos de precipitação nos meses de verão.



Figura 3.2: Mapa da América do Sul mostrando as localizações das bacias hidrográficas brasileiras. A BHRG está representada pela área sombreada em amarelo. As linhas verdes representam os limites das bacias e as pretas, os limites estaduais. Fonte: Sistema de Informações Georreferenciadas do Setor Elétrico (SIGEL/ANEEL).

No restante do ano não ocorre configuração da ZCAS, pois a convecção tropical está menos intensa, ocorrendo o enfraquecimento e a migração da Alta da Bolívia para noroeste da América do Sul, e consequentemente, o enfraquecimento do cavado do Nordeste, desconfigurando assim a circulação necessária para o desenvolvimento da ZCAS (QUADRO, 1994). A ausência desse sistema nesses meses do ano acarreta em baixos índices de precipitação que, na maioria das vezes, é causada pela passagem de sistemas frontais. De acordo com BRAGA *et al.* (2009), as frentes frias atingem esta região com menor frequência e menor intensidade, devido principalmente a menor disponibilidade de umidade na atmosfera.

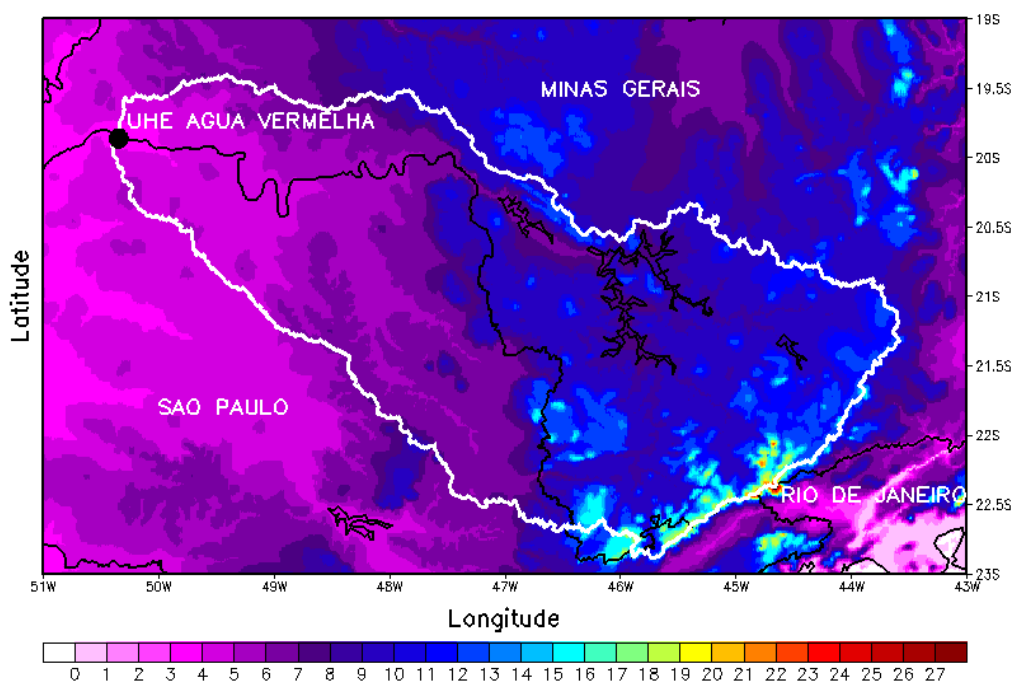


Figura 3.3: Localização da BHAV (linha branca) nos estados de São Paulo e Minas Gerais. O círculo preto representa a UHE Água Vermelha e as áreas sombreadas mostram a topografia da região (em $\times 10^2$ metros). Os limites estaduais são representados pelas linhas pretas. Fonte: Sistema de Informações Georreferenciadas do Setor Elétrico (SIGEL/ANEEL).

3.2.2. Postos Pluviométricos

Foi feita uma pesquisa no *site* HIDROWEB (<http://hidroweb.ana.gov.br/>) da Agência Nacional de Águas (ANA) e constatou-se que a BHRG possui 929 postos pluviométricos cadastrados. Os mesmos tiveram as suas localizações plotadas num mapa, como mostra a figura 3.4. Cabe ressaltar que nesta figura está delineada a área de drenagem da UHE Água Vermelha. O quadrado vermelho no canto superior esquerdo desta figura exibe a localização desta UHE.

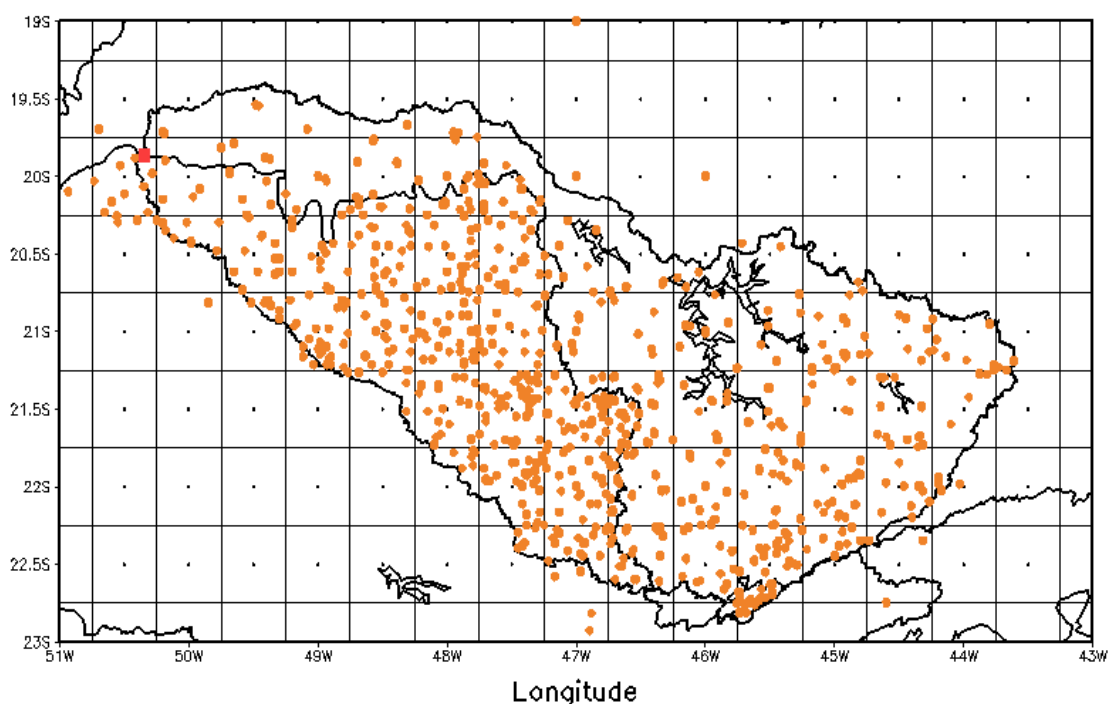


Figura 3.4: Localizações dos postos pluviométricos na BHRG (círculos laranjas) e da UHE Água Vermelha (quadrado vermelho no canto superior esquerdo). A figura também exhibe a área de drenagem da UHE Água Vermelha. As caixas representam a grade de 50 km do modelo RegCM e os respectivos pontos centrais os pontos de grade.

A partir destas estações pluviométricas, buscou-se as estações mais próximas aos pontos de grade do modelo de clima, que são os pontos para os quais a precipitação é simulada. Na figura 3.4 estes pontos de grade são representados pelos pontos pretos (no centro das grades), com espaçamento de meio em meio grau em latitude ou em longitude. Além da maior proximidade, buscou-se estações pluviométricas com as séries de precipitação observada mais completas possíveis. A figura 3.5 exhibe a localização dos postos pluviométricos escolhidos para esse estudo, onde os mesmos foram nomeados como P1, P2, P3,..., P46. É possível notar que a maioria dos postos pluviométricos selecionados tem a localização bem próxima ao ponto de grade do modelo de clima. Dos 46 postos pluviométricos, 23 (P10, P14, P15, P18, P20, P21, P24, P25, P26, P32, P33, P34, P35, P36, P37, P38, P39, P40, P41, P42, P43, P45, P46) apresentaram séries de precipitação observada completas de janeiro de 1971 a dezembro de 2000. A tabela 3.1 mostra a relação dos 23 postos com séries de precipitação

incompletas e os respectivos períodos dessas falhas dentro do período de estudo, entre janeiro de 1971 e dezembro de 2000.

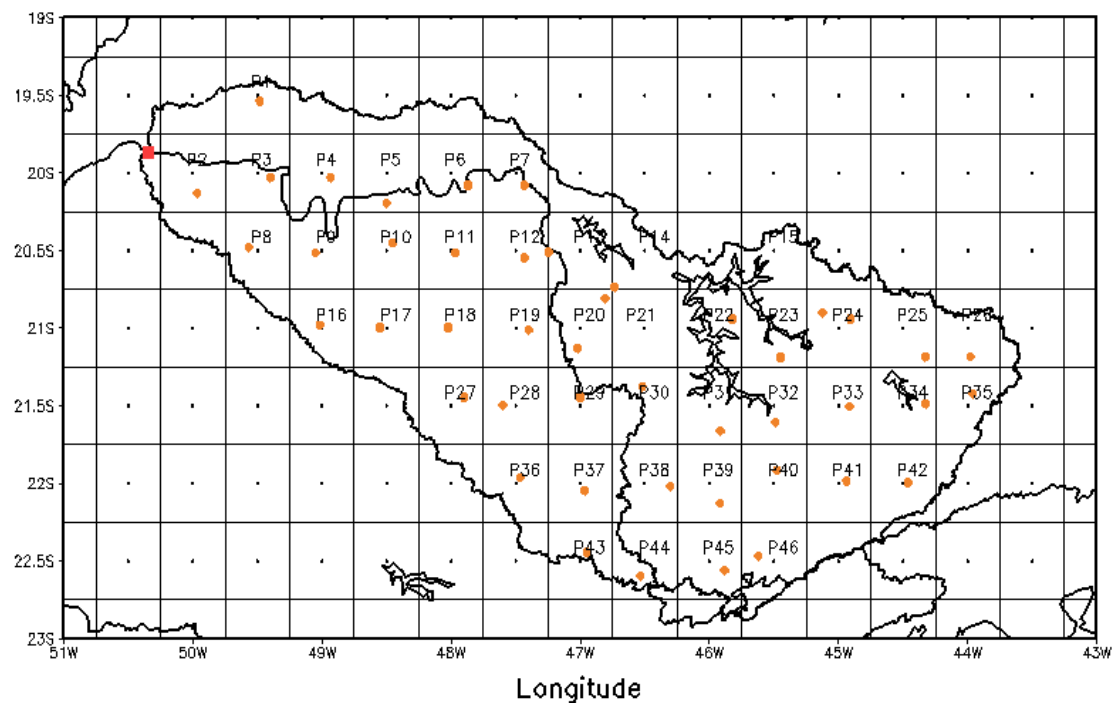


Figura 3.5: Localizações dos postos pluviométricos (círculos laranjas) de P1 a P46 dentro da área de drenagem da UHE Água Vermelha (quadrado vermelho).

Tabela 3.1: Relação dos 23 postos pluviométricos com falhas na série de precipitação observada e os respectivos períodos dessas falhas.

Postos Pluviométricos	Período das Falhas
P1	01/1971 a 10/1975
P2	12/1980 a 12/1981; 04/2000
P3	03/1981 a 12/1981
P4	09/1978 a 11/1991; 1999 ; 2000
P5	1981; 1983; 1989; 1994; 2000
P6	1981; 2000
P7	03/1990; 03/1997
P8	1981; 04/2000
P9	1981
P11	1981
P12	1973; 1975; 1999; 2000
P13	01/1971 a 04/1981
P16	1981
P17	1981
P19	1981; 11/1983
P22	01/1971 a 02/1983
P23	01/1971 a 09/1975
P27	1981
P28	1981; 07/2000 a 12/2000
P29	1981; 07/2000 a 12/2000
P30	01/1971 a 11/1974
P31	08/1979; 11 e 12/1986; 11 e 12/1987; 1999; 2000
P44	1981; 11 e 12/1997

3.2.2.1. Preenchimento de Falhas

A ANA (2012b) recomenda 3 métodos diferentes para o preenchimento de falhas em dados pluviométricos: ponderação regional, regressão linear ou redes neurais artificiais.

Nesse estudo, utilizou-se o método de ponderação regional. Segundo BERTONI e TUCCI (2001), esse método é bastante simplificado e normalmente é utilizado para o preenchimento de séries mensais ou anuais de precipitações, visando à homogeneização do período de informações e à análise estatística das precipitações. Neste método as falhas de um posto são preenchidas através de uma ponderação com base nos dados de pelo menos três postos vizinhos, que devem ser de regiões climatológicas semelhantes a do posto em estudo e ter uma série de dados de no mínimo 10 anos.

Supondo que a estação que apresenta as falhas seja a X, e que as estações vizinhas contendo as informações pluviométricas sejam A, B e C, pode-se calcular a precipitação mensal desta estação através da seguinte equação:

$$P_X = \frac{\overline{P_X}}{3} \left(\frac{P_A}{\overline{P_A}} + \frac{P_B}{\overline{P_B}} + \frac{P_C}{\overline{P_C}} \right) \quad 3.3$$

onde:

P_X é a precipitação do posto a ser estimada;

$\overline{P_X}$ é a média aritmética de precipitação nesse posto;

P_A , P_B e P_C são as precipitações mensais nos respectivos postos A, B e C;

$\overline{P_A}$, $\overline{P_B}$ e $\overline{P_C}$ são as médias aritméticas de precipitações nos respectivos postos A, B e C.

3.2.3. Análise da Precipitação na BHRG

Após o preenchimento das falhas encontradas nas séries de precipitação dos 46 postos pluviométricos entre 1971 e 2000, um gráfico foi construído pra analisar a maneira como essa variável se distribui ao longo do ano nessa bacia. A figura 3.6 exhibe a média mensal da precipitação nos 46 postos. As barras mostram os valores máximos e mínimos encontrados na série em cada um dos respectivos meses.

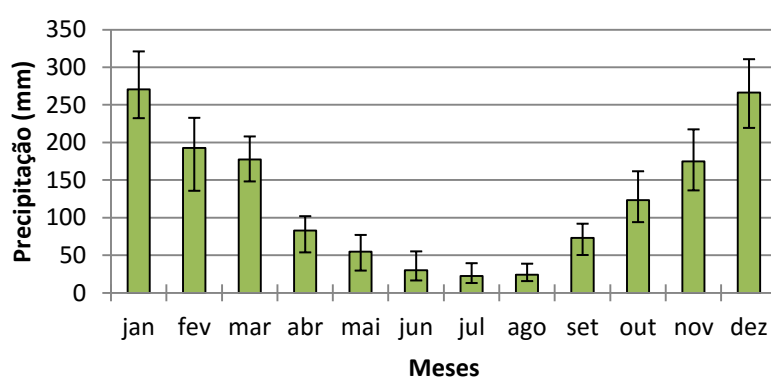


Figura 3.6: Média mensal de precipitação dos 46 postos pluviométricos da BHRG. As barras exibem os valores máximos e mínimos encontrados em cada mês.

Nota-se, como já era esperado, que a precipitação ocorre de maneira mais intensa nos meses entre o fim da primavera até o fim do verão, ou seja, entre novembro e março. Os meses que registraram os maiores valores de chuva foram janeiro e dezembro, com marcas acima de 250 mm, e com valores extremos acima dos 300 mm. No meio do ano, principalmente nos meses de inverno, entre junho e agosto, os valores de precipitação são bem baixos (menores que 50 mm). Observa-se também que a dispersão nesses meses é bem baixa, diferente dos meses mais úmidos, que possuem maior variabilidade.

É de se esperar que a variabilidade nos dados de chuva ao longo do ano influencie diretamente a variabilidade das vazões na bacia. Entretanto, a relação entre a

ocorrência dos maiores índices de precipitação com os maiores valores de vazão dependerá do tempo de resposta da bacia.

3.2.3.1. Análise de Consistência

Segundo a ANA (2012b), a análise de consistência dos dados pluviométricos deve ter como objetivo a identificação e correção de erros. A condição espacial da precipitação sugere sempre a necessidade de analisar os dados de conjuntos de estações de medição pluviométricas próximas para permitir a substituição de dados observados e considerados errôneos. Assim, deve-se sempre utilizar estações pluviométricas da mesma bacia ou regiões vizinhas. A partir desta análise é possível observar se houve alguma anormalidade na estação pluviométrica, tal como mudança de local ou das condições do aparelho ou modificação no método de observação.

Ainda de acordo com o documento, ao se fazer essa análise, é desejável que se tenha conhecimento do regime climático, do sistema de circulação geral e demais processos geradores das chuvas, da orografia, da existência de microclimas e demais fatores que possam influenciar na ocorrência das chuvas na região em estudo. Em muitas ocasiões, totais pluviométricos bastante diferenciados entre estações próximas podem ser explicados por diferenças de altitude, pela localização das estações a barlavento ou sotavento, pela ocorrência de chuvas convectivas etc.

A metodologia de análise de consistência de dados de precipitação mais utilizada no Brasil é o método da dupla massa, que foi desenvolvido pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS, 1966), sendo válido apenas para séries mensais e anuais. A metodologia consiste em selecionar os postos de uma região, acumular para cada um deles o valor total anual, plotar em um gráfico cartesiano os valores acumulados correspondentes ao posto a consistir (eixo das ordenadas) com os valores médios da precipitação anual acumulada em vários pontos da região (eixo das abscissas), que servirá como base para comparação.

Por este método é possível identificar erros sistemáticos (mudança de declividade ou tendência), erros de transcrição ou postos sujeitos a diferentes regimes

pluviométricos. Se os valores do posto a consistir forem proporcionais aos observados na base de comparação, os pontos devem se alinhar segundo uma única reta, e isso sugere que os dados deste posto estão corretos. A declividade desta reta determina o fator de proporcionalidade entre ambas as séries. Quando os pontos não se alinham podem ocorrer as seguintes situações:

a) **Mudança na declividade:** determina duas ou mais retas. Constitui o exemplo típico da ocorrência de erros sistemáticos, mudança nas condições de observação ou no meio físico, como alterações climáticas. Para se considerar a existência de mudança na declividade é prática comum exigir-se a ocorrência de pelo menos 5 pontos sucessivos alinhados segundo a nova tendência;

b) **Alinhamento dos pontos em retas paralelas:** ocorre quando existem erros de transcrição de um ou mais dados ou pela presença de valores extremos em uma das séries plotadas. A ocorrência de alinhamentos, segundo duas ou mais retas aproximadamente horizontais (ou verticais), pode ser a evidência de postos com diferentes regimes pluviométricos;

c) **Distribuição errática dos pontos:** geralmente é resultado da comparação de postos com diferentes regimes pluviométricos, sendo incorreta toda associação que se deseje fazer entre os dados dos postos plotados.

Os gráficos para os 46 postos pluviométricos utilizados foram gerados (não exibidos) e nenhum destes apresentou as anormalidades citadas acima.

3.2.4. Modelo SMAP

O modelo hidrológico a ser utilizado nessa pesquisa é a versão mensal do SMAP (Soil Moisture Accounting Procedure), inicialmente desenvolvido em 1981 (LOPES *et al.*, 1982). Esse modelo do tipo chuva-vazão conceitual e determinístico possui estrutura relativamente simples e vem apresentando resultados satisfatórios mesmo para parâmetros regionalizados, como nos estudos de BRAGA *et al.* (2005), BRAGA *et al.*

(2009), GONÇALVES (2008), BLOCK *et al.* (2009), CASATANHARO *et al.* (2007), GUILHON *et al.* (2007), entre outros. Por definição, sendo o SMAP um modelo determinístico quer dizer que, se forem inseridas sempre as mesmas variáveis de entrada e os parâmetros utilizados tiverem o mesmo valor, bem como as condições iniciais e de contorno forem as mesmas, o resultado gerado também será o mesmo, ou seja, não há variáveis aleatórias envolvidas no processo. O fato do número de parâmetros a serem calibrados ser bastante reduzido permite a determinação dos valores ótimos globais com maior facilidade e reduz os erros inerentes à calibração no modelo SMAP (SARAIVA, 2010).

Os dados de entrada utilizados no modelo são a série histórica de chuvas médias na bacia e um padrão intra-anual de evapotranspiração potencial, expressos mensalmente. Para fins de calibração, também é requerida a área de drenagem da bacia e uma série de vazões observadas no exutório da bacia, sendo desejável um período mínimo da ordem de cinco anos de dados (ONS, 2005).

A partir daí, o modelo simula o balanço da umidade do solo, continuamente atualizado a partir das condições iniciais fornecidas como dados de entrada, fundamentado em dois reservatórios fictícios não lineares que representam a superfície e as zonas não saturada e saturada do solo (SARAIVA, 2010).

Basicamente o modelo opera em 3 fases diferentes: calibração, validação e previsão (RIGHETTO, 1998). De acordo com o autor, a calibração é o período em que o modelo é ajustado, com a realização de simulações para a definição dos parâmetros. A validação é o momento para a verificação do desempenho do modelo, onde é feita uma simulação com valores reais e verifica-se a validade dos parâmetros encontrados na simulação. A fase de previsão em si é a simulação feita pelo modelo para diferentes dados de entrada, utilizando os parâmetros definidos na fase de calibração. Mais detalhes sobre o modelo de chuva-vazão SMAP podem ser consultados no Anexo B.

O período de calibração do modelo SMAP foi entre 1971 e 1980, utilizando somente a chuva observada. O período de validação se deu entre 1981 e 1990, utilizando a chuva observada e as chuvas simuladas pelos modelos RegCM e MIROC sem remoção de viés. O período entre 1991 e 2000 foi usado para validação também, mas principalmente para validar as vazões simuladas pelo SMAP depois da remoção de viés nas chuvas dos modelos atmosféricos. A fase de previsão estará restrita ao século

XXI, mais exatamente entre 2011 e 2100, utilizando as chuvas previstas pelos modelos RegCM e MIROC sob os cenários climáticos do IPCC A1B e B1.

As rodadas com o modelo SMAP para essa região, em qualquer fase, sempre começam nos meses de junho, pois, segundo LOPES (1999), recomenda-se iniciar a calibração pelo mês mais seco, já que nesse período a umidade do solo e a vazão básica estão em seus valores mínimos. Dessa forma, no caso dos períodos de calibração ou validação, cada um deles possui 9 anos (ou 108 meses) de informações, enquanto que a fase de previsão de vazões para o século XXI, mais exatamente entre 2011 e 2100, tem 89 anos (ou 1068 meses). A tabela 3.2 resume os períodos propostos para a análise dos resultados, assim como as chuvas utilizadas em cada um deles.

Tabela 3.2: Períodos de calibração, validação e previsão do modelo SMAP.

	Calibração	Validação 1	Validação 2	Previsão
Período	Junho-1971 a Maio-1980	Junho-1981 a Maio-1990	Junho-1991 a Maio-2000	Junho-2011 a Maio-2100
Chuva utilizada	Observada	Observada e simuladas	Observada e simuladas com e sem remoção de viés	Previstas com remoção de viés

É importante deixar claro que o período entre 1971 e 1990 foi o escolhido para se calcular a remoção de viés da chuva dos modelos atmosféricos. Portanto, o período entre 1991 e 2000, durante o qual se validam as vazões calculadas utilizando a chuva com remoção de viés, não teve qualquer influência sobre a obtenção da própria remoção de viés.

3.2.5. Parâmetros do SMAP

Na fase de calibração, alguns parâmetros no modelo SMAP precisam ser ajustados com objetivo de se obter os melhores resultados, ou seja, o intuito é fazer com que o modelo simule a vazão mais próxima possível da vazão observada. Esses parâmetros são:

- Tuin: teor de umidade inicial do solo (%);
- Ebin: vazão básica inicial (m^3/s);
- Str: capacidade de saturação do solo (mm);
- Capc: capacidade de campo (%);
- K2t: constante de recessão do escoamento superficial (mês);
- Kkt: constante de recessão do escoamento básico (mês).

O teor de umidade inicial do solo (Tuin) é um parâmetro percentual atribuído manualmente ao conteúdo de umidade inicial do solo. O teor de umidade posterior ao inicial para os diversos meses do modelo é chamado de Tu.

A vazão básica inicial (Ebin), expressa em m^3/s , denota o valor inicial de vazão que será utilizado como base de cálculo no início do modelo. As vazões dos meses posteriores serão calculadas a partir de fatores que incidiram sobre o Ebin e resultaram na vazão daquele respectivo mês.

Com o modelo tendo início no período de seca, os valores atribuídos a esses dois parâmetros (Tuin e Ebin) são de grande representatividade nas vazões iniciais previstas, sendo ajustados manualmente para que essas vazões iniciais calculadas sejam as mais próximas possíveis das vazões observadas. A sua importância está em definir o ajuste do período inicial do modelo. Segundo ABREU (2012), o fato do SMAP ser iniciado no mês mais seco da bacia, torna possível que boa parte da vazão seja explicada por outros

fenômenos que não a chuva. Nesse contexto, o Tuin e o Ebin tem grande importância para os primeiros meses de simulação.

A capacidade de saturação do solo (Str) do modelo SMAP, medida em mm, representa a capacidade máxima do solo de armazenar água. Ou seja, é a capacidade máxima do solo de reter a água proveniente da precipitação antes que esta contribua para o escoamento superficial.

A Capacidade de campo (Capc) é um valor adimensional que representa o percentual de recarga do solo. Ele deve ser definido inicialmente e é recalculado em cada mês, a partir do valor presente no reservatório do solo (Rsolo) do mês anterior e o teor de umidade (Tu) do mês que se deseja calcular.

A constante de recessão do escoamento superficial (K2t) e a constante de recessão do escoamento básico (Kkt) são expressas em meses. Estas constantes fornecem informações a respeito do tempo que a bacia leva para diminuir o valor do seu escoamento (superficial ou básico) para a metade do seu valor original.

3.2.6. Medidas de Avaliação do SMAP

Alguns índices estatísticos são utilizados para se avaliar as simulações do SMAP. A análise de cada um deles auxilia na obtenção de melhores simulações por parte do modelo. Os índices utilizados são: coeficiente de eficiência, teste de sinal, viés (Bias), erro percentual, RMSE, coeficiente de determinação (R^2), média e desvio padrão. A média, o desvio padrão e o RMSE seguem os cálculos tradicionais. Abaixo segue uma descrição dos demais índices.

3.2.6.1. Coeficiente de Eficiência

O coeficiente de eficiência (COE) descreve o grau de associação entre as vazões observadas e calculadas através da seguinte equação (AITKEN, 1973):

$$COE = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs_i} - \overline{Q_{obs}})^2 - \sum_{i=1}^n (Q_{obs_i} - Q_{calc_i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs_i} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad 3.4$$

onde Q_{obs} é a vazão observada, Q_{calc} é a vazão calculada pelo SMAP, ambas em m^3/s , i é o respectivo mês e n é o número de meses.

O COE relaciona as vazões observadas e calculadas por meio de médias, somatórios e diferenças quadráticas. Valores elevados desse índice (próximos à unidade) indicam elevada associação entre os dados observados e calculados, representando um bom ajuste do modelo aos dados de campo, sendo que a obtenção de um valor igual a 1 representaria o ajuste perfeito entre as vazões observadas e calculadas. Segundo TUCCI (2005), valores de 0,80 são considerados bons para o COE, e de 0,70 razoáveis. GOTTSCHALK e MOTOVILOV (2000) relatam que valores entre 0,36 e 0,75 do COE são aceitáveis.

3.2.6.2. Teste de Sinal

Este teste corresponde a um método bastante simples para verificar se a série de vazões calculada apresenta erros sistemáticos. Ele basicamente verifica se o modelo tende a subestimar ou superestimar a vazão calculada em relação a observada, mas ignora essa diferença em termos quantitativos. O teste corresponde em associar o índice +1 a cada elemento superestimado da série (ou seja, nos casos em que a vazão calculada é superior à vazão observada) e o índice -1 a cada elemento subestimado da série (ou seja, nos casos em que a vazão calculada é inferior à vazão observada). Os índices são somados e espera-se que essa soma seja igual ou próxima a zero. Nesse caso, não se constata a presença de erros sistemáticos na série de vazões calculadas. Entretanto, valores muito superiores ou muito inferiores a zero representam, confirmam a tendência do modelo em superestimar ou subestimar o cálculo das vazões.

3.2.6.3. Viés (*BIAS*)

O viés, erro médio ou *bias* é definido como a diferença entre as médias simulada e observada, de acordo com a seguinte equação:

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Q_{calc_i} - Q_{obs_i}) = \overline{Q_{calc}} - \overline{Q_{obs}} \quad 3.5$$

Quanto mais próximo de 0, menor é o viés da simulação em relação a observação. A medida que os valores aumentam para o positivo ou negativo, a simulação passa a apresentar vieses que superestimam ou subestimam os valores observados.

3.2.6.4. Erro Percentual Absoluto

O erro percentual absoluto (EP) é dado pela seguinte equação:

$$EP = \frac{100}{n} * \sum_{i=1}^n \left(\frac{|Q_{calc_i} - Q_{obs_i}|}{Q_{obs_i}} \right) \quad 3.6$$

No caso desse índice, os valores variam entre 0 e ∞ (%), sendo que quanto mais próximo de 0%, melhor estará a simulação de vazão quando comparada a vazão observada.

3.2.6.5. Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSE)

Como indicado na seção 3.1.1, aqui também é utilizado este índice, conforme a equação 3.2, porém comparando as vazões simuladas e observadas.

3.2.6.6. Coeficiente de Determinação (R^2)

O coeficiente de determinação ou simplesmente R^2 é uma medida da proporção da variabilidade em uma variável que é explicada pela variabilidade da outra. O coeficiente de determinação é igual ao quadrado do coeficiente de correlação. O R^2 varia entre 0 e 1, indicando, em percentagem, o quanto o modelo consegue explicar os valores observados. Quanto maior o R^2 , mais explicativo é modelo, melhor ele se ajusta à amostra. A sua fórmula é dada por:

$$R^2 = \left(\frac{\sum_1^n [(Q_{calc} - \overline{Q_{calc}})(Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})]}{N \times \sigma_{calc} \times \sigma_{obs}} \right)^2 \quad 3.7$$

4. Resultados - Clima Presente

Os resultados serão divididos em duas partes. Neste capítulo serão abordados os resultados das simulações do clima do século XX, ou clima presente. No próximo capítulo, o foco será nas previsões para o século XXI, entre 2011 e 2100, utilizando os cenários climáticos do IPCC A1B e B1. Em cada uma dessas etapas serão analisados os aspectos associados à parte atmosférica e também à parte de vazão na UHE Água Vermelha.

4.1. Modelagem Atmosférica

Nesta seção serão discutidos inicialmente aspectos relacionados à simulação regional do clima pelo modelo RegCM4. O objetivo é avaliar se o modelo é capaz de simular as condições de temperatura e precipitação observadas sobre a América do Sul, utilizando as condições iniciais e de contorno provenientes do modelo MIROC. Ainda dentro deste contexto, juntamente com os resultados gerados pelo modelo RegCM4, também serão exibidos os valores obtidos pelo modelo MIROC, de modo a verificar se a utilização do modelo regional representa alguma melhora quando comparado ao modelo global de clima.

Posteriormente, após a validação do modelo regional de clima RegCM4, a próxima etapa será introduzir os valores simulados de precipitação, tanto do modelo regional quanto do modelo global, no modelo hidrológico do tipo chuva-vazão SMAP para simular a vazão na BHAV, sob condições de clima presente. A finalidade é averiguar se, com a utilização de precipitações simuladas pelos modelos atmosféricos, é possível simular as variações de vazão na UHE Água Vermelha.

A figura 4.1.1 mostra a precipitação média para o trimestre DJF (dezembro-janeiro-fevereiro) entre 1971 e 2000 simulada pelos modelos RegCM4 e MIROC e a análise do CRU, assim como as anomalias entre cada um dos modelos e a precipitação observada. A figura 4.1.2 exibe a mesma figura, porém para o trimestre JJA (junho-julho-agosto). Nota-se que os modelos conseguem simular o padrão de chuvas do verão

da América do sul, que inclui a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). No entanto, no norte do continente, os modelos subestimam a precipitação observada, sendo que no modelo MIROC as discrepâncias são maiores do que aquelas apresentadas no modelo RegCM4. Vale salientar que a densidade de estações meteorológicas é bem abaixo do recomendável nessa região. Outro fato marcante a se destacar são os máximos de precipitação a leste da Cordilheira dos Andes nos dois modelos, especialmente no sul do Peru, na Bolívia e norte da Argentina. Os dados do CRU confirmam o núcleo no Sul do Peru, mas não mostram os demais. FERNANDEZ *et al.* (2006) obtiveram resultados semelhantes ao simular a climatologia de verão da América do Sul com os modelos RegCM3 e EtaClim. MOHR *et al.* (2014), utilizando dados do TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) de 1998 a 2012, mostram que em janeiro são observados núcleos de precipitação à leste dos Andes (no sul do Peru e na Bolívia) com valores médios acima de 12 mm/dia. De acordo com o estudo de ROMATSCHKE e HOUZE (2010), a presença de instabilidade e o intenso fluxo de umidade por parte do jato de baixos níveis, propicia o desenvolvimento de sistemas convectivos de mesoescala (SCMs) grandes e bem organizados à leste dos Andes, o que justificaria os altos índices pluviométricos nessa região. Segundo ROCHA *et al.* (2009), que utilizaram o modelo RegCM3 para investigar o ciclo diurno da precipitação no verão da América do Sul, esse excesso de chuva está associado a um provável aumento de correntes ascendentes a leste da Cordilheira dos Andes em função de ventos de leste mais intensos.

Os modelos conseguem simular a posição da ZCIT junto à costa, porém, nesta região, o RegCM4 a subestima em relação aos dados observados. Já o modelo MIROC, além de também subestimá-la, parece simular a ZCIT ao sul de sua posição climatológica. O modelo regional parece simular melhor a posição da ZCIT, mas a proximidade com a fronteira do modelo impede análises mais profundas. Em relação a ZCAS, ambos os modelos simulam o seu posicionamento e intensidade nas regiões Centro-Oeste e Sudeste. Já na parte oceânica da ZCAS, o RegCM4 a simula com maior volume de chuva do que o MIROC. Nessa região, é necessária uma comparação com estimativas de satélite para validá-la. Na região Nordeste do Brasil, o modelo MIROC superestima um pouco a precipitação, em função da simulação mais para sul da ZCIT. O modelo RegCM4 obteve resultados mais próximos a precipitação observada. Já para a

região Sul, o modelo regional superestima levemente a chuva nessa região, enquanto o modelo global apresenta valores mais realistas.

No inverno (figura 4.1.2), que é a estação seca de grande parte do Brasil, os maiores volumes de precipitação concentram-se em 4 regiões na América do Sul: no norte do continente, no litoral leste do Nordeste brasileiro, no Sul do Brasil e Uruguai e Sul do Chile. Os modelos simulam esses padrões de precipitação, no entanto, nas três primeiras regiões eles subestimam a quantidade de chuva, enquanto que na quarta eles superestimam. Percebe-se que no norte (sul) da América do Sul o RegCM4 reforça o *bias* seco (úmido) apresentado pelo modelo global MIROC. Entretanto, é importante ressaltar que os modelos parecem simular o deslocamento da ZCIT do verão para o inverno, mostrando que eles conseguem representar as variações climáticas sazonais.

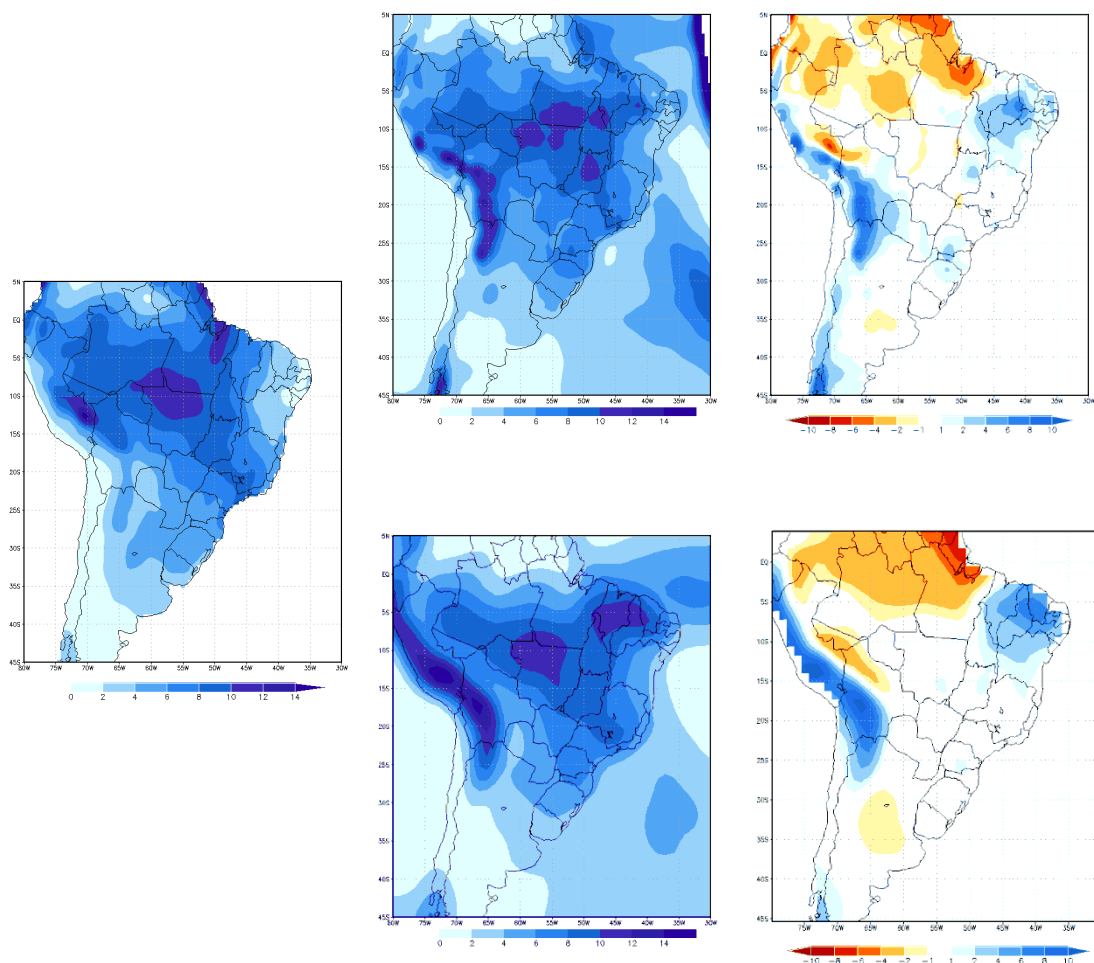


Figura 4.1.1: Precipitação média (mm/dia) para o trimestre DJF entre 1971 e 2000. CRU (esquerda), RegCM4 (centro superior), MIROC (centro inferior). Diferença (mm/dia) entre o RegCM4 e o CRU (direita superior), e entre o MIROC e o CRU (direita inferior).

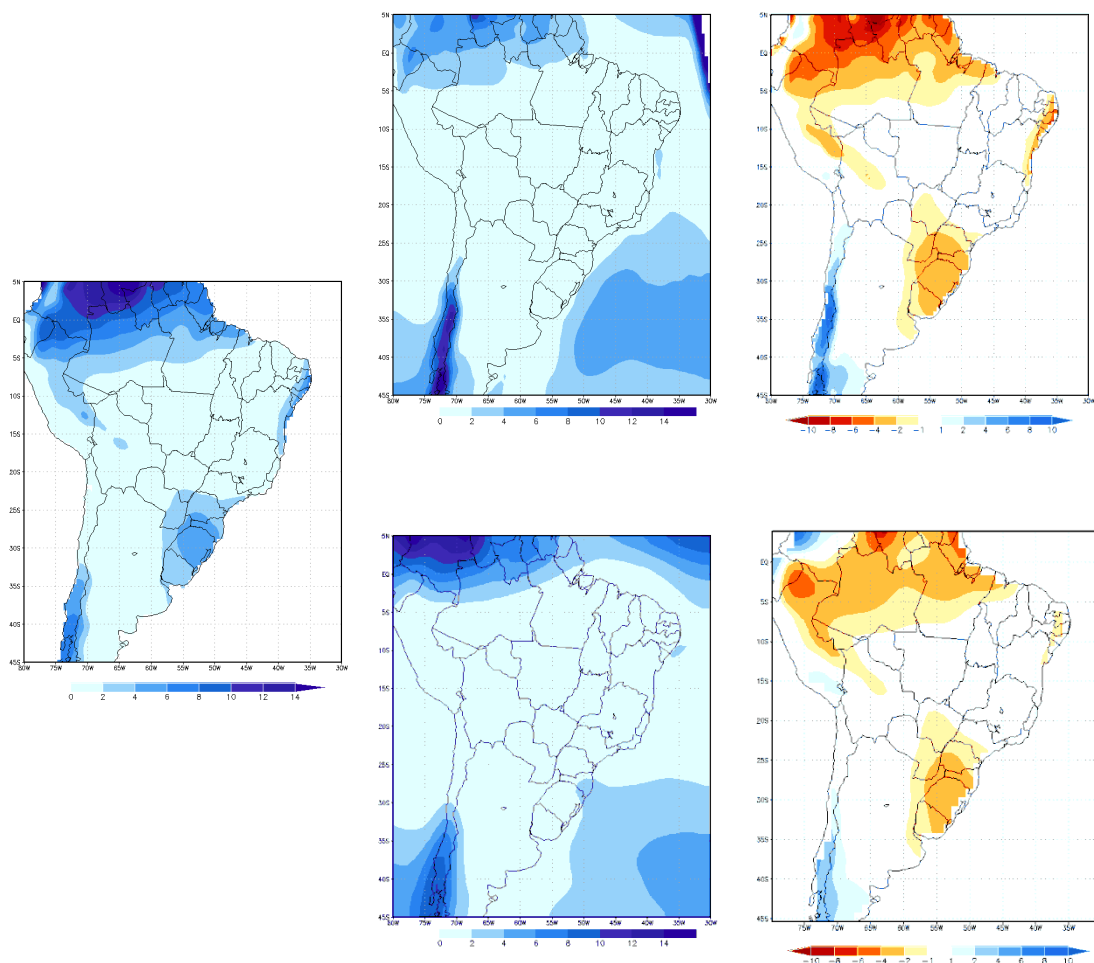


Figura 4.1.2: Semelhante à figura 4.1.1, mas para o trimestre JJA.

A figura 4.1.3 exibe a diferença entre a precipitação média de DJF e JJA (mm/dia) simulada pelos modelos RegCM4 e MIROC e observada pelo CRU. Esse tipo de abordagem tem como objetivo verificar se o modelo consegue simular a variabilidade intra-anual de uma determinada variável, eliminando os erros sistemáticos apresentados por ele. Nota-se que os modelos conseguem capturar os principais padrões apresentados pelo CRU, principalmente na parte central do continente, que engloba a grande maioria do território brasileiro. Entretanto, algumas discrepâncias foram observadas no leste da região nordeste e no sul do Brasil, ambos causados pelo excesso de chuva no verão e pouca chuva no inverno.

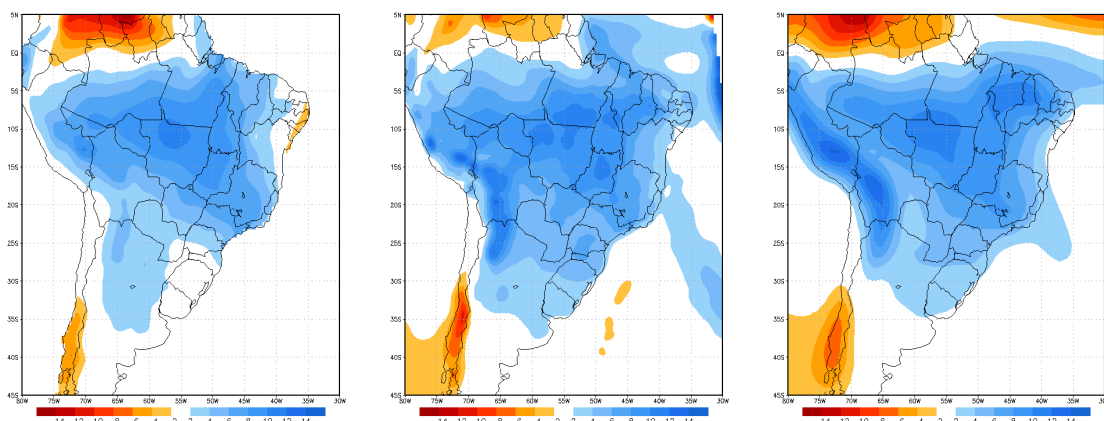


Figura 4.1.3: Diferença de precipitação (mm/dia) entre os trimestres DJF e JJA entre 1971 e 2000. CRU (esquerda), RegCM4 (centro) e MIROC (direita).

A figura 4.1.4 e a figura 4.1.5 exibem as médias trimestrais de temperatura a 2 metros para DJF e JJA (entre 1971 e 2000), respectivamente, simuladas pelos modelos RegCM4 e MIROC, e a análise do CRU. Também são exibidas as respectivas anomalias entre os valores simulados e observados. Nota-se que os modelos conseguem representar o padrão de distribuição de temperatura do verão e inverno da América do Sul. Nas duas estações o modelo regional simula temperaturas abaixo da média do CRU na região das Cordilheiras dos Andes e a leste delas. O modelo MIROC apresenta um *bias* frio, porém só nas porções mais ao norte das Cordilheiras. O modelo RegCM4 também simula temperaturas abaixo da média nas regiões Amazônica, Sudeste e Sul do Brasil (cerca de 2 a 4°C abaixo). O viés (*bias*) frio apresentado na primeira região tem sido observado em vários estudos anteriores com diversos modelos regionais de clima (ROCHA *et al.*, 2006; ROCHA *et al.*, 2009; PESQUERO *et al.*, 2010), mas em comparação com versões anteriores do modelo RegCM, observa-se que a versão 4 simula melhor as condições de temperatura na região amazônica do que nos trabalhos de ROCHA *et al.* (2006), ROCHA *et al.* (2009) e SETH *et al.* (2007). Além disso, em testes utilizando várias parametrizações de convecção disponíveis no modelo RegCM4, a parametrização de Emanuel foi a que exibiu melhores resultados em relação às demais parametrizações (SILVA *et al.*, 2011). Observa-se também que o modelo MIROC tende a simular temperaturas de 2 a 4 °C acima dos valores observados no centro-norte da Argentina e Paraguai, viés esse que não foi notado no modelo RegCM4. No inverno,

nota-se que os dois modelos simulam temperaturas abaixo da média observada em grande parte do Brasil, sendo que o modelo regional intensifica esse *bias* frio.

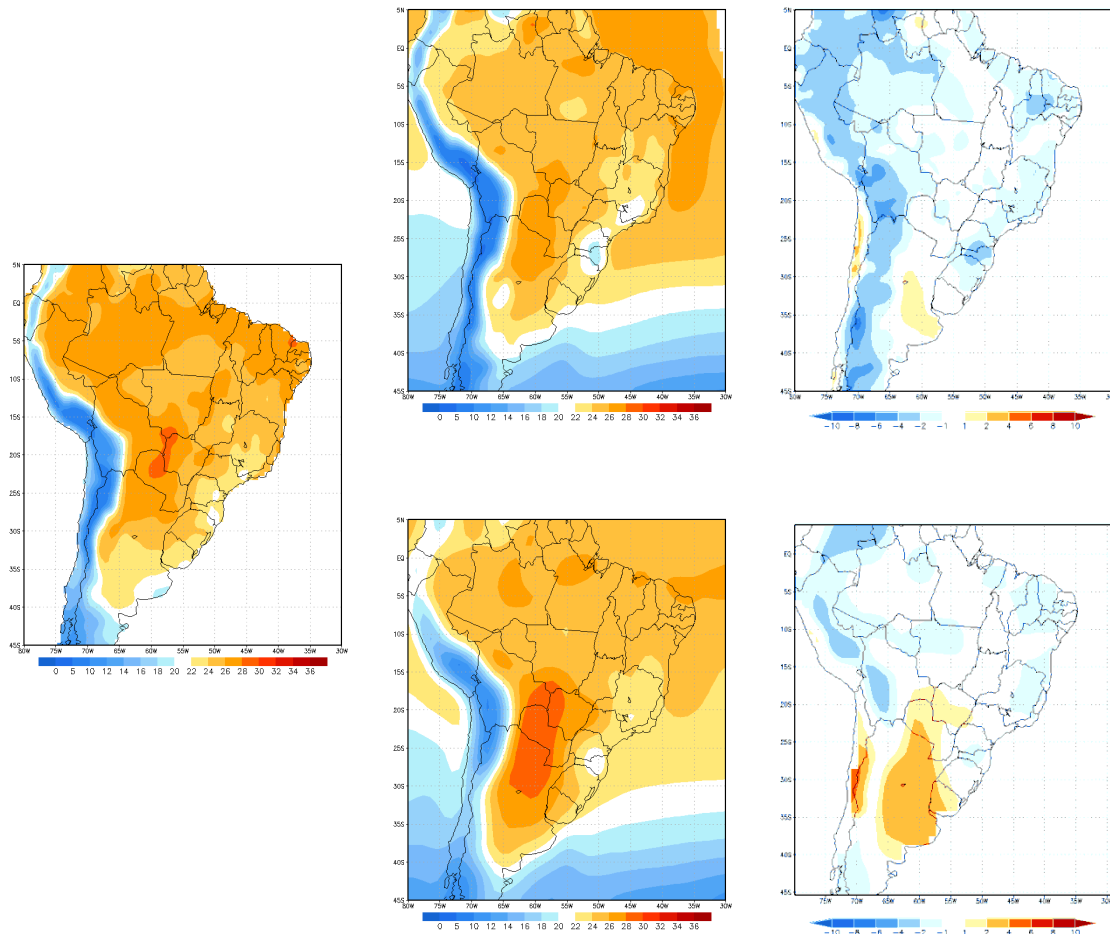


Figura 4.1.4: Temperatura média (°C) para o trimestre DJF entre 1971 e 2000. CRU (esquerda), RegCM4 (centro superior), MIROC (centro inferior). Diferença (°C) entre o RegCM4 e o CRU (direita superior), e entre o MIROC e o CRU (direita inferior).

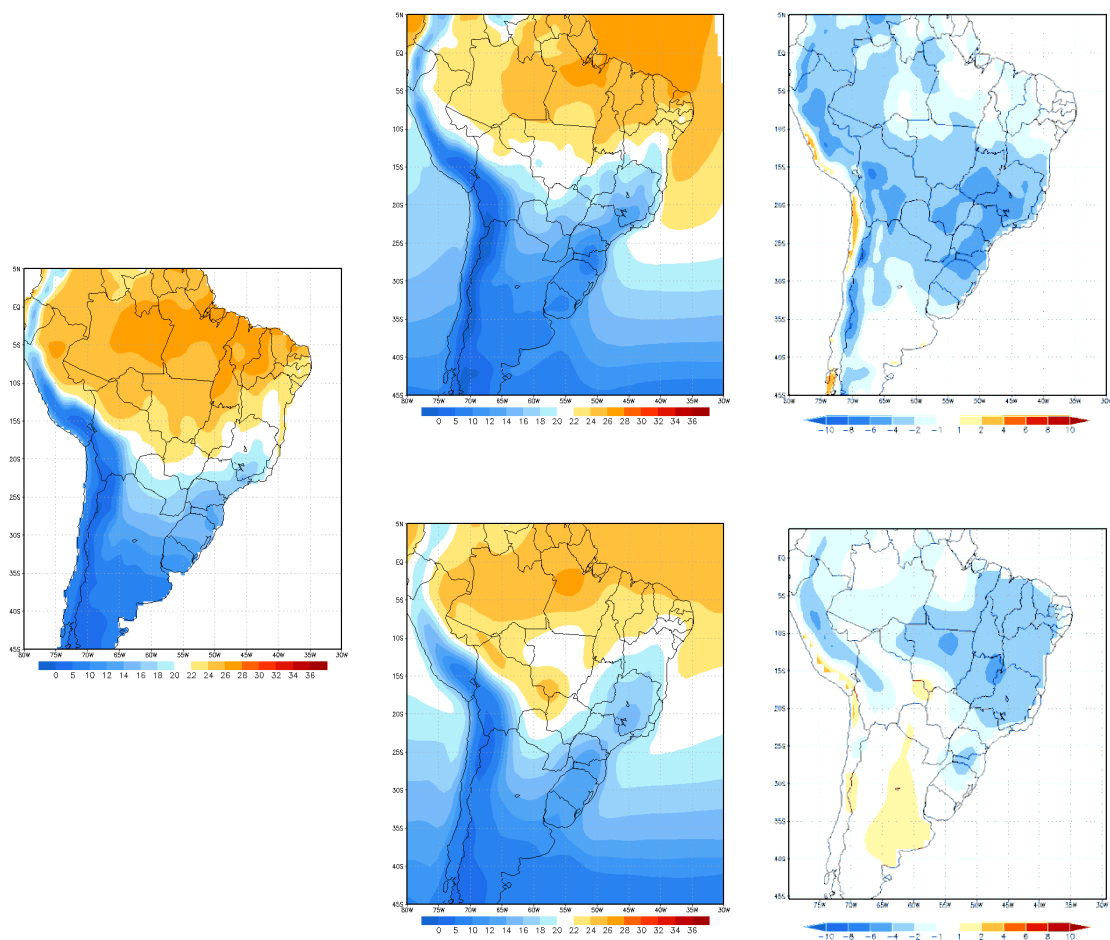


Figura 4.1.5: Semelhante à figura 4.1.1, mas para o trimestre JJA.

Em termos da variabilidade intra-anual de temperatura, que é exibida na figura 4.1.6, os modelos simularam de maneira adequada as diferenças entre o verão e o inverno. Entretanto, algumas discrepâncias são notadas. No modelo RegCM4, a diferença máxima de temperatura está um pouco deslocada para nordeste em relação ao que é mostrado pelo CRU. Já o MIROC parece expandir essa área. Além disso, os dois modelos tendem a superestimar as diferenças de temperatura no centro-sul do Brasil em cerca de 2°C.

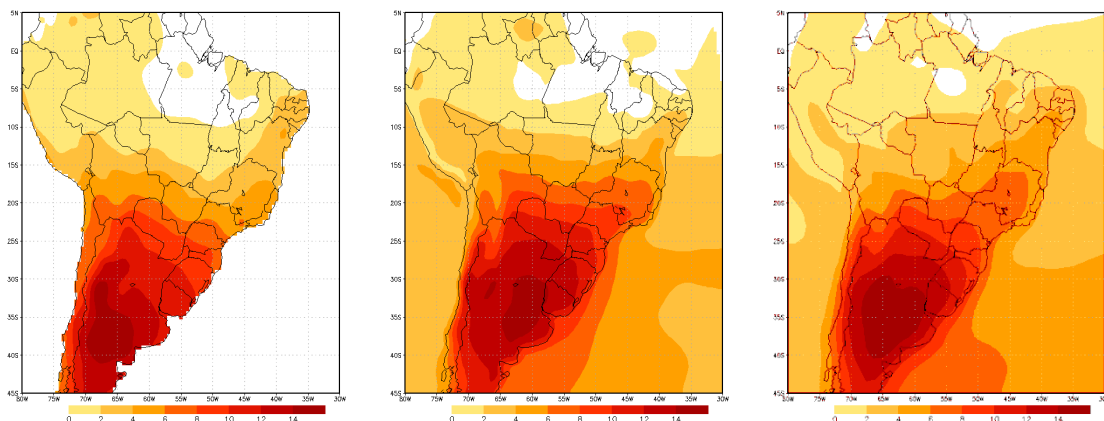


Figura 4.1.6: Semelhante à figura 4.1.3, mas para temperatura média (°C).

A figura 4.1.7 e a figura 4.1.8 exibem o ciclo anual médio entre 1971 e 2000 de precipitação (mm/dia) e temperatura (°C), respectivamente, simuladas pelos modelos RegCM4 e MIROC, e a análise do CRU para as sub-regiões AMZ (a), NEB (b), SE (c) e SUL (d), que estão demarcadas na figura 3.1. Em relação à precipitação, na região AMZ, o modelo RegCM4 apresenta um *bias* seco na 1ª metade do ano e um úmido na 2ª. Nota-se nessa região, que o RegCM4 antecipa o início e o pico da estação chuvosa. Resultados semelhantes foram obtidos pelo MIROC no 1º semestre e levemente diferentes no 2º. No NEB, o RegCM4 consegue simular melhor do que o MIROC a chuva nos 3 primeiros meses do ano. No SE ambos os modelos simulam de maneira coerente o ciclo anual de precipitação e, nesse caso, não há observações a serem feitas. No SUL, os modelos simulam coerentemente a precipitação no verão (entre novembro e março), mas não conseguem atingir os valores observados nos demais meses, apresentando um *bias* seco. Resultados semelhantes para os meses de inverno da região Sul do Brasil foram obtidos por SOLMAN *et al.* (2008) ao simular o clima presente da América do Sul com o modelo MM5 (GRELL *et al.*, 1994).

Em relação à temperatura (figura 4.1.8), os modelos apresentam, na maioria das vezes, um viés frio em todas as regiões em relação ao ciclo anual do CRU, sendo este *bias* mais intenso no meio do ano. Nas regiões SE e SUL, os modelos conseguem simular as temperaturas de verão, com poucas discrepâncias, mas nos meses de inverno os valores simulados estão cerca de 2 a 4°C abaixo do CRU. No NEB, os melhores desempenhos dos modelos são obtidos nos meses da primavera. No AMZ, os modelos

apresentam variações sazonais de temperatura que não são exibidas nos dados observados, tendo o modelo RegCM4 discrepâncias maiores do que o MIROC. Cabe ressaltar que nessa região é baixa a densidade de estações meteorológicas, o que sugere cautela na hora de comparar os resultados simulados e observados.

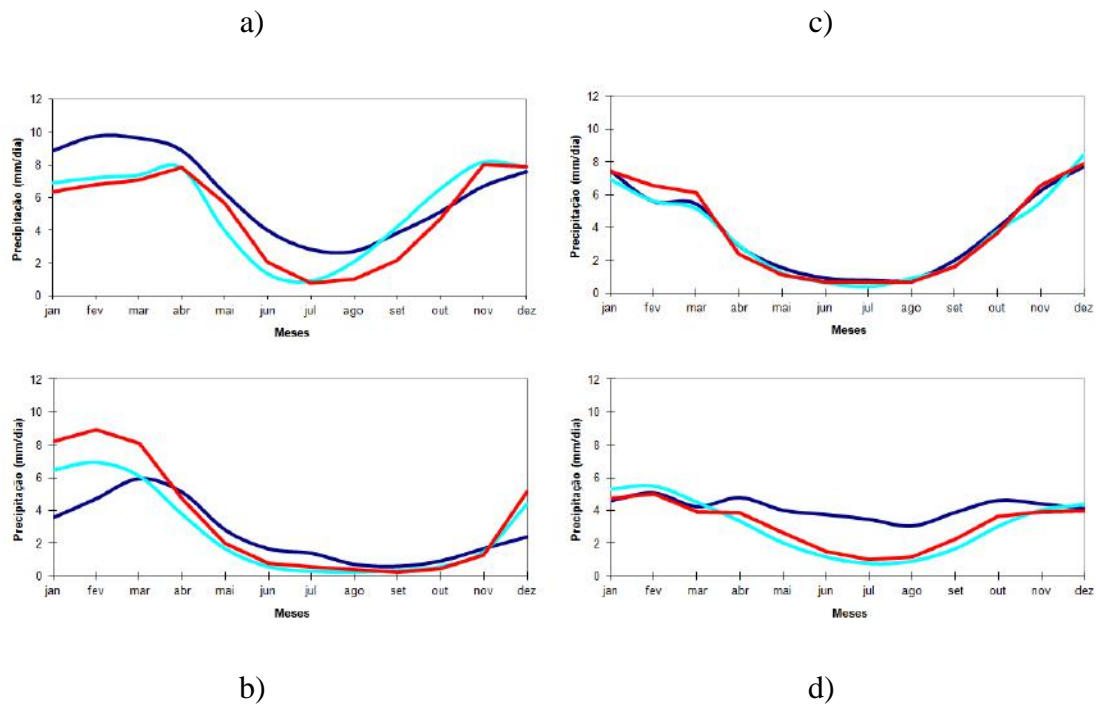


Figura 4.1.7: Ciclo anual de precipitação média (mm/dia) entre 1971 e 2000. CRU (azul escuro), RegCM4 (azul claro) e MIROC (vermelho). Sub-regiões: AMZ (a), NEB (b), SE (c) e SUL (d).

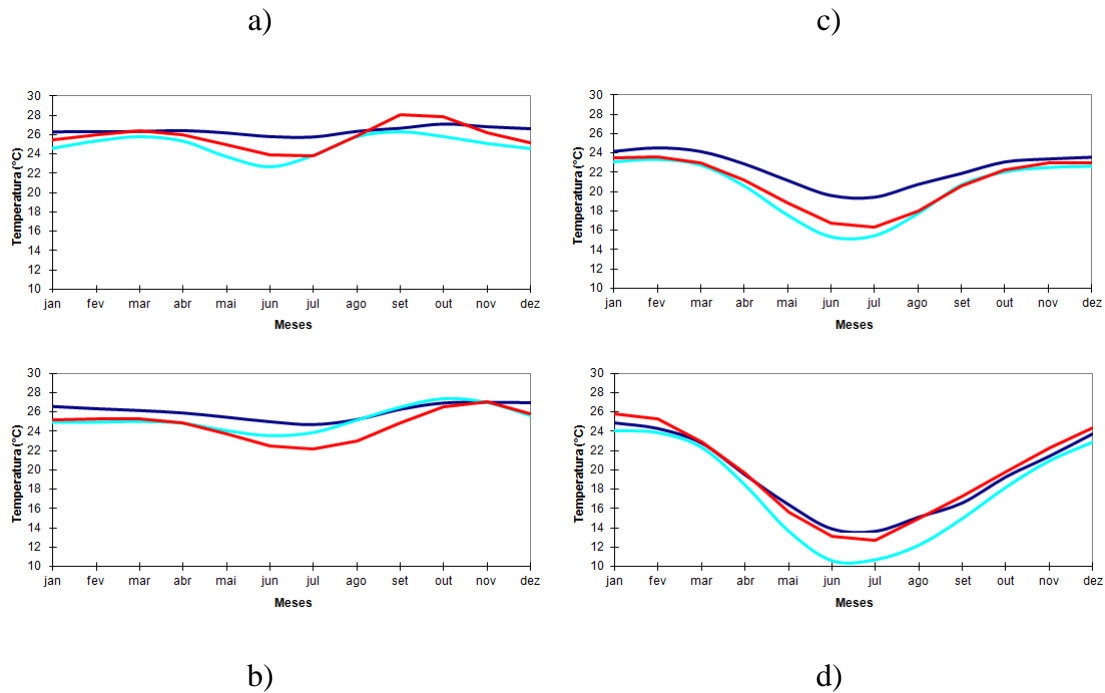
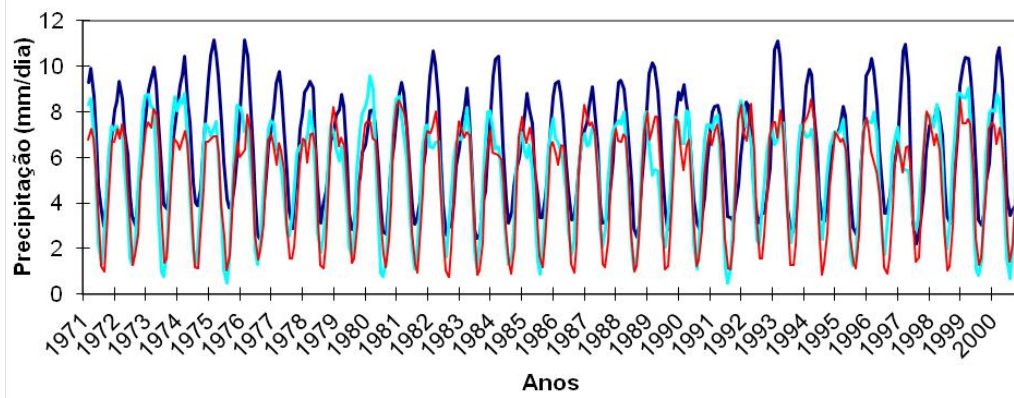


Figura 4.1.8: Semelhante à figura 4.1.7, mas para temperatura média (°C).

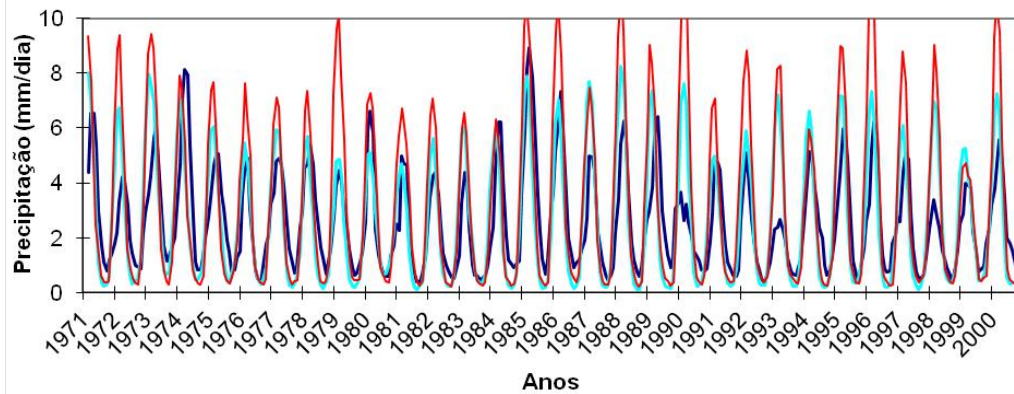
A figura 4.1.9 e a figura 4.1.10 exibem, respectivamente, as médias móveis de 3 meses de precipitação e temperatura entre 1971 e 2000 para as quatro sub-regiões, simuladas pelos modelos RegCM4 e MIROC e observado pelo CRU. Nota-se que os modelos conseguem simular o ciclo anual da chuva nas áreas AMZ, NEB e SE. Na 1ª região, ambos os modelo subestimam a chuva, tanto na estação seca quanto na úmida, porém o RegCM4 obteve valores mais próximos aos observados. No NEB, os modelos simulam adequadamente a precipitação nos períodos secos. Já nos meses chuvosos, o MIROC superestima bastante os valores de precipitação e, estes, posteriormente alcançam valores mais realistas pela simulação do modelo regional. Na região SE, percebe-se que os modelos não apresentam uma tendência clara em relação aos dados observados nos meses chuvosos, isto é, ora eles superestimam, ora subestimam os máximos de precipitação. Enquanto que nos períodos secos, ambos os modelos obtiveram bons resultados. Na região SUL é possível observar que os modelos não foram capazes de simular a grande variabilidade que ocorre na precipitação dessa área. Nota-se na figura 4.1.9d que os modelos simulam a precipitação nos meses de inverno bem abaixo do observado, enquanto que nos meses de verão as simulações obtêm valores mais realísticos (a figura 4.1.7d também confirma isso). Isto pode ser devido ao

fato dos modelos não estarem conseguindo simular de maneira coerente o principal fator gerador de chuva dessa região nos meses de inverno, que são os sistemas frontais. SOLMAN (2013), num trabalho de revisão sobre a modelagem climática regional sobre a América do Sul, também confirma que vários modelos apresentam esse bias seco nos meses de inverno para a região da Bacia do Prata, que engloba o norte da Argentina, Uruguai, sul do Paraguai e o sul do Brasil. De acordo com GIORGI *et al.* (2004) e SOLMAN *et al.* (2008), a simulação da variabilidade interanual é fortemente regulada pelas condições de contorno durante os meses de inverno, enquanto que no verão os fenômenos da mesoescala desempenham um papel mais importante. Ao que parece os modelos tentam impor um regime regular de estações secas e úmidas na região SUL, quando a realidade mostra que a chuva tem uma distribuição bastante irregular ao longo do ano, resultando em médias mensais com poucas variações, conforme mostra a figura 4.1.7d.

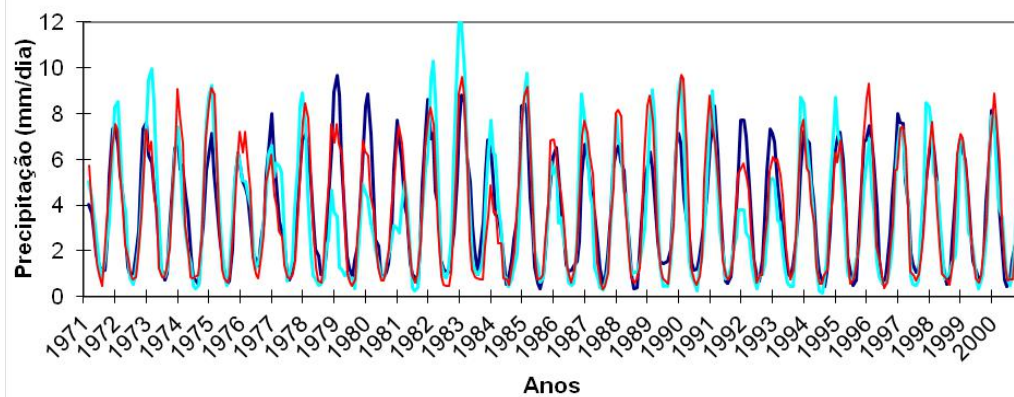
a)



b)



c)



d)

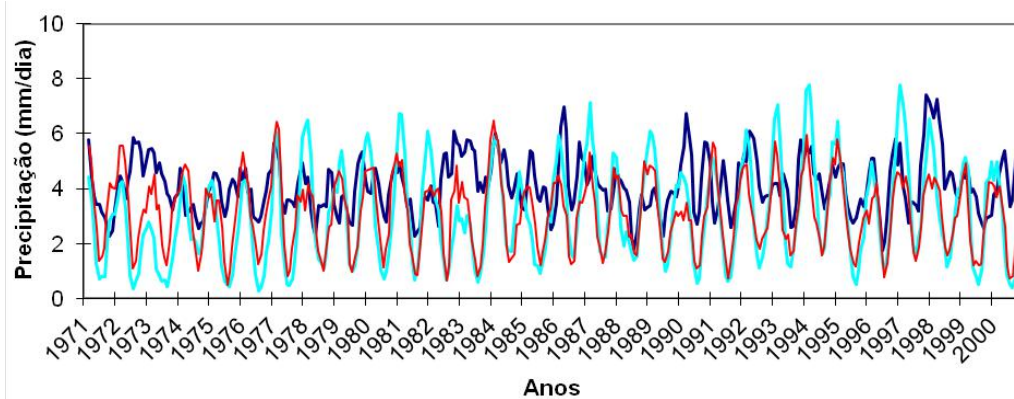


Figura 4.1.9: Média móvel de 3 meses da precipitação média mensal (mm/dia) entre 1971 e 2000. CRU (azul escuro), RegCM4 (azul claro) e MIROC (vermelho). Sub-regiões: AMZ (a), NEB (b), SE (c) e SUL (d).

Em relação à temperatura a 2 metros (figura 4.1.10), os modelos MIROC e RegCM4 exibem um *bias* frio na região AMZ ao longo de quase todo o período, principalmente nos meses de inverno, sendo que as discrepâncias do modelo regional são maiores do que as do modelo global. No NEB, o RegCM4 simula melhor do que o MIROC os picos de temperatura, mas em relação aos períodos mais frios do ano, ele também exibe valores abaixo do observado. Na região SE, ambos os modelos apresentam um *bias* frio nas suas simulações, principalmente nos meses de inverno, Na região SUL, os modelos simulam adequadamente os picos de temperatura, enquanto que os valores mínimos no meio do ano são subestimados, especialmente pelo RegCM.

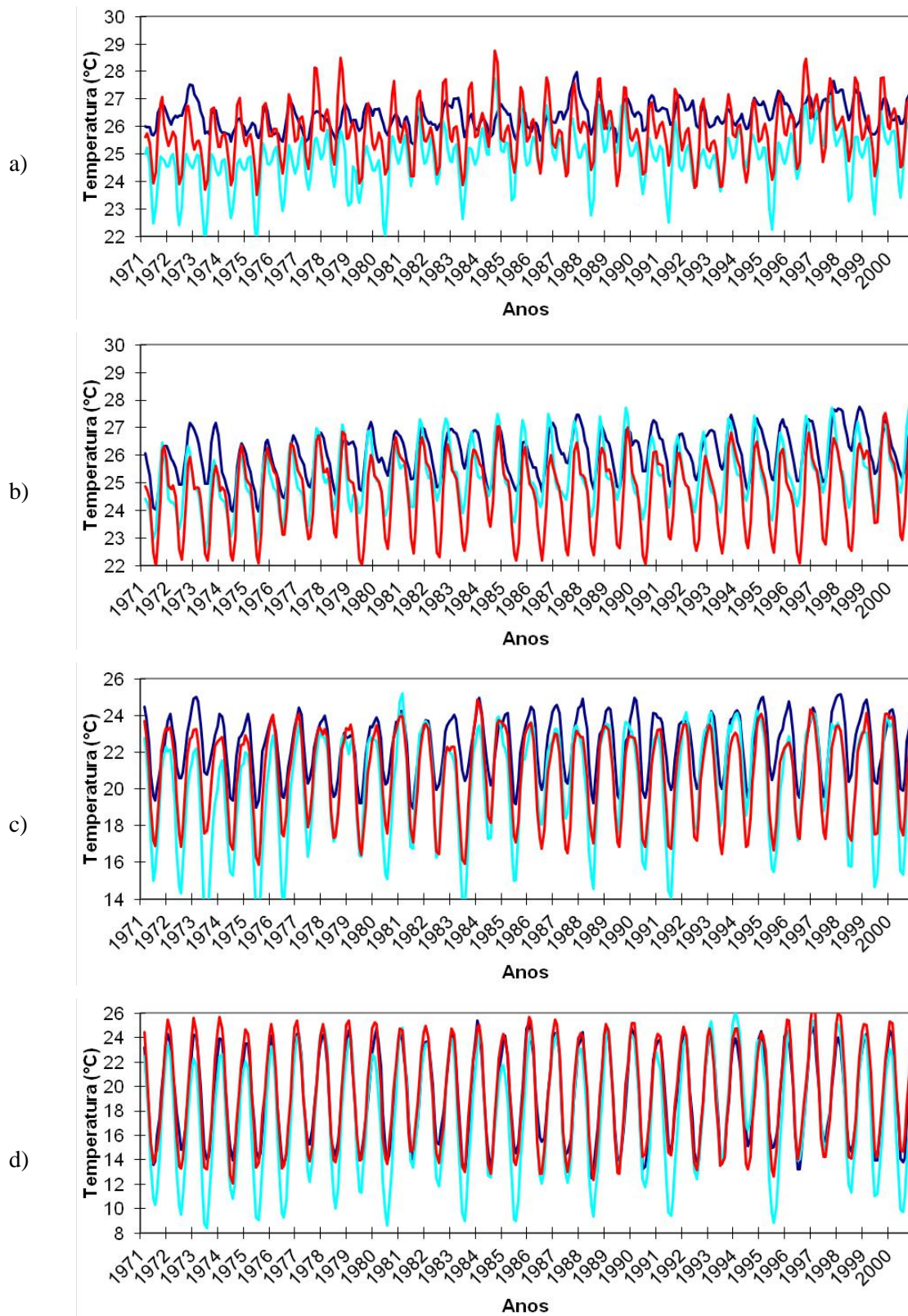


Figura 4.1.10: Semelhante à figura 4.1.9, mas para temperatura média (°C).

4.1.1. Remoção de Viés na Precipitação

A seguir, utilizou-se a metodologia de remoção de viés proposta por BRAGA *et al.* (2009) para reduzir os valores mensais subestimados ou superestimados de precipitação simulada pelos modelos RegCM4 e MIROC. Essa técnica poderia ter sido aplicada à temperatura também ou qualquer outra variável, mas decidiu-se por aplicá-la somente à precipitação já que essa é justamente a variável a ser utilizada pelo modelo de chuva-vazão SMAP. O cálculo para a remoção de viés se deu entre 1971 e 1990 e, em seguida, as equações de regressão foram aplicadas aos valores de precipitação simulados pelos modelos RegCM4 e MIROC num período diferente, entre 1991 e 2000. No Apêndice A são exibidos os gráficos e as equações obtidas para cada mês do ano para as 4 regiões demarcadas no mapa da figura 3.1 e para cada modelo atmosférico. A comparação entre a chuva observada e as chuvas simuladas de cada modelo, com e sem remoção de viés, para o período entre 1991 e 2000 é exibida na figura 4.1.11.

É possível notar que os valores ajustados de precipitação dos modelos conseguem representar melhor a chuva observada, de maneira que os erros se reduzem de maneira significativa, especialmente nas regiões AMZ e NEB. Na SE, exceto nos períodos chuvosos dos anos de 1992 e 1993, onde ambos os modelos falham em simular a chuva, nos demais anos as simulações estão bem próximos aos valores observados, tanto a chuva com, quanto a chuva sem remoção de SE, como mostra a figura 4.1.11c. Esses dois períodos mais secos parecem ter sido uma influência do modelo global, passada para o modelo regional. Na região SUL, existe uma grande variabilidade da precipitação em função da passagem de fenômenos transientes (como por exemplo, sistemas frontais), e os modelos, antes da remoção de viés, apresentam muitos desvios em relação à precipitação observada, devendo-se utilizar esses dados com cautela. Entretanto, após a remoção de viés, observa-se que o modelo regional acarretou numa similaridade maior com os dados observados, em relação ao que o modelo global apresentou.

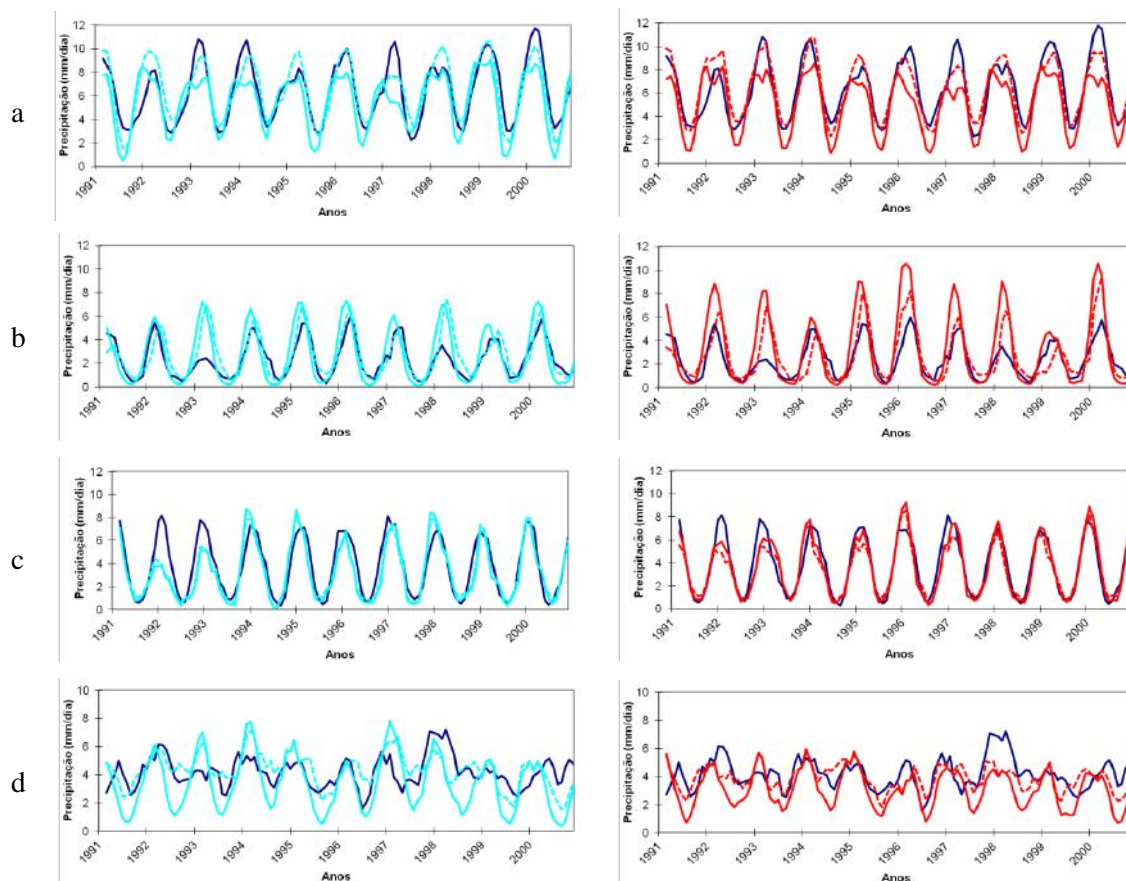


Figura 4.1.11: Média móvel de 3 meses da precipitação média mensal (mm/dia) entre 1991 e 2000. CRU (azul escuro), RegCM4 (azul claro; sem remoção de viés, linha sólida; com remoção de viés, linha tracejada) e MIROC (vermelho; sem remoção de viés, linha sólida; com remoção de viés, linha tracejada). Sub-regiões: AMZ (a), NEB (b), SE (c) e SUL (d).

A figura 4.1.12 mostra o ciclo anual médio de precipitação observada entre 1991 e 2000, e os respectivos ciclos dos modelos RegCM e MIROC, com e sem remoção de viés. Essa figura reforça as conclusões anteriores e mostram que houve um ganho nas regiões AMZ, NEB e SUL com a remoção de viés. Na AMZ, o ganho com a remoção de viés se deu ao longo de todo o ano. Na NEB, entre maio e dezembro a chuva com remoção se aproximou mais dos valores observados. Nos primeiros quatro meses do ano também houve melhoras. Na Sul, a chuva que estava distante dos padrões observados entre abril e outubro, com a remoção, ficou mais bem ajustada aos valores observados. Na região SE, nota-se que tanto a chuva sem remoção de viés dos modelos, como a

chuva com remoção, apresentam uma boa semelhança com o ciclo anual observado, tendo alguns desvios no primeiro trimestre do ano.

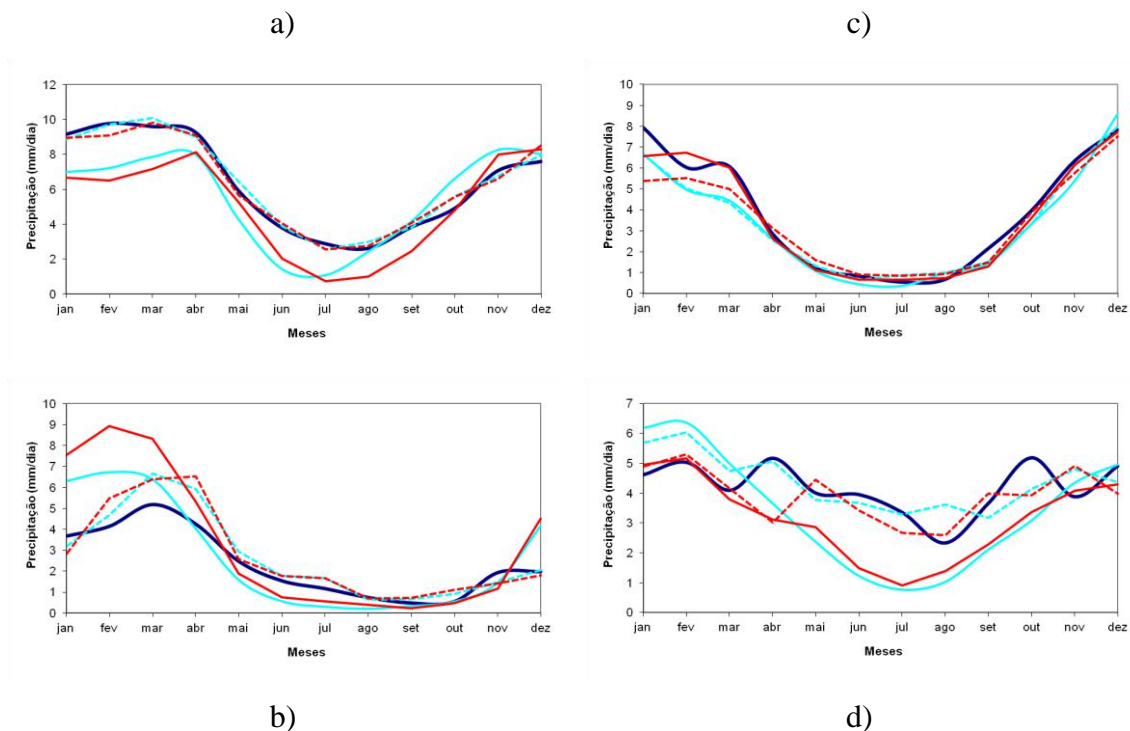


Figura 4.1.12: Ciclo anual médio da precipitação (mm/dia) entre 1991 e 2000. CRU (azul escuro), Reg (linha sólida azul), RegV com remoção de viés (linha tracejada azul), MIR (linha sólida vermelha) e MIRV com remoção de viés (linha tracejada vermelha). Sub-regiões: AMZ (a), NEB (b), SE (c) e SUL (d).

A tabela 4.1 mostra algumas estatísticas que comparam as simulações de precipitação dos modelos RegCM4 e MIROC (com e sem remoção de viés) entre 1991 e 2000 com os dados observados do CRU para as regiões AMZ, NEB, SE e SUL. São exibidos o *bias*, desvio padrão e o RMSE da precipitação anual. As informações da tabela corroboram as informações nos parágrafos anteriores, mostrando que o BIAS e o RMSE diminuem quando se utiliza a remoção de viés nos dois modelos. Em termos desses índices, os dois modelos parecem ter desempenho quase semelhantes, mas em relação ao desvio padrão após a remoção de viés, nota-se que o RegCM se aproxima mais dos valores observados, o que indica uma melhor representação da variabilidade da precipitação. Em relação ao *BIAS*, antes da remoção de viés, o modelo regional

obteve valores mais próximos ao observado nas regiões AMZ, NEB e SUL, e o modelo global na região SE, enquanto que, após a remoção de viés, o RegCM simulou valores mais próximos aos observados no NEB e SUL e o MIROC no AMZ e SE.

A figura 4.1.13 exibe o BIAS da precipitação média mensal (mm/dia) entre 1991 e 2000 dos modelos RegCM4 e MIROC, com e sem remoção de viés, para as 4 sub-regiões de análise. Nas figuras, os BIAS's das simulações sem remoção de viés estão representados pelas linhas sólidas, e com remoção de viés, pelas linhas tracejadas. Observa-se que a metodologia de remoção de viés diminuiu os erros das simulações em relação às observações em todas as regiões, exceto em determinadas ocasiões, como por exemplo, na região SE (modelo MIROC) em janeiro. No geral, os BIAS's de ambos os modelos têm um comportamento bastante similar, mostrando algumas poucas discrepâncias entre eles. Essa figura, juntamente com a tabela 4.1, comprovam que a técnica de remoção de viés ajuda a aproximar os valores simulados dos valores observados. Essa validação é importante, pois as previsões de precipitação para o século XXI, sob os cenários climáticos do IPCC (A1B e B1), serão passadas para o modelo hidrológico SMAP com essa remoção de viés.

Tabela 4.1: *BIAS*, desvio padrão e raiz do erro quadrático médio (RMSE) em mm/dia para a precipitação observada (CRU) e simulada pelos modelos RegCM4 e MIROC com e sem remoção de viés.

	Bias		Desvio Padrão			RMSE	
Regiões	Reg / RegV	MIR / MIRV	CRU	Reg / RegV	MIR / MIRV	Reg / RegV	MIR / MIRV
AMZ	-0,84 / 0,10	-1,29 / 0,02	2,92	2,79 / 2,77	2,87 / 2,73	2,35 / 1,71	2,41 / 1,72
NEB	0,36 / 0,36	0,99 / 0,39	1,83	2,64 / 2,21	3,52 / 2,55	1,81 / 1,59	2,64 / 1,85
SE	-0,51 / -0,42	-0,20 / -0,37	2,93	3,10 / 2,85	2,94 / 2,52	2,21 / 1,99	1,70 / 1,84
SUL	-0,76 / 0,18	-1,04 / -0,24	1,50	2,22 / 1,59	1,65 / 1,37	2,36 / 1,99	2,10 / 1,88

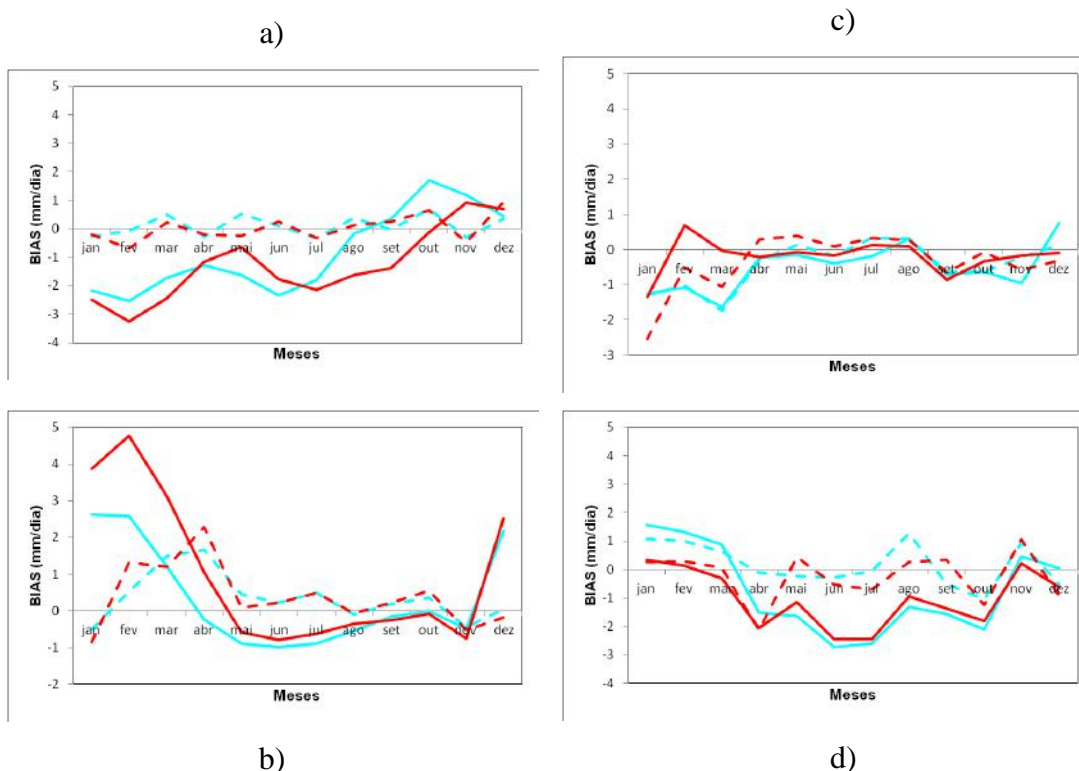


Figura 4.1.13: BIAS da precipitação média mensal (mm/dia) entre 1991 e 2000. Reg (linha sólida azul), RegV com remoção de viés (linha tracejada azul), MIR (linha sólida vermelha) e MIRV com remoção de viés (linha tracejada vermelha). Sub-regiões: AMZ (a), NEB (b), SE (c) e SUL (d).

4.1.2. Análise Meteorológica do Período entre 1978 e 1981

Esta parte do trabalho tenta compreender os motivos pelo qual os modelos simularam precipitação bem abaixo do observado para o centro-leste do Brasil nos verões dos anos de 1978 a 1981, principalmente o modelo regional. Isso porque a análise da figura 4.1.9 (c) mostrou que as chuvas simuladas pelos modelos RegCM e MIROC nas estações chuvosas dos anos de 1978 a 1981 foram bem abaixo da média observada para a região sudeste, área onde encontra-se a BHRG. O mesmo padrão de chuvas abaixo do observado também foi notado nos verões entre 1991 a 1993, mas em menor magnitude.

A figura 4.1.14 destaca essas diferenças com a utilização de caixas roxas sinalizando os períodos entre o fim de 1978 e o início de 1981 e o fim de 1991 e o início

de 1993. Considerando que a estação chuvosa nessa região é no verão, a primeira contém 3 estações chuvosas e a segunda caixa, duas. A fim de se entender o motivo pelo qual os modelos simularam chuvas tão abaixo do observado, foi feita uma análise das estações chuvosas entre 1978 e 1981. Na prática, para representar esse período, foram utilizadas as informações referentes aos meses de dezembro, janeiro e fevereiro entre dezembro de 1978 e fevereiro de 1981. Pela figura pode se observar que as discrepâncias na simulação da chuva nesses períodos foram maiores no modelo regional do que no modelo global.

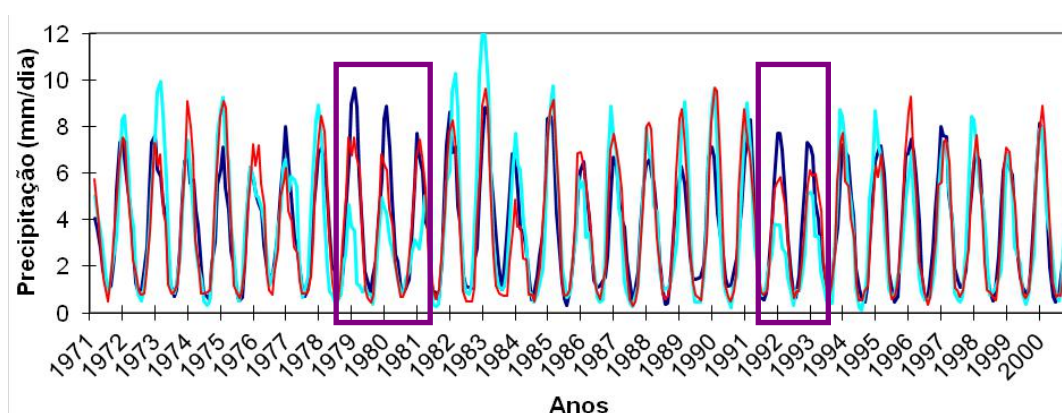


Figura 4.1.14: Média móvel de 3 meses da precipitação média mensal (mm/dia) entre 1971 e 2000 para a sub-região SE. CRU (azul escuro), RegCM4 (azul claro) e MIROC (vermelho). As caixas roxas destacam os períodos de simulação de chuva bem mais secos do que o observado.

Primeiramente é importante analisar as condições de TSM no Oceano Pacífico tropical para verificar se nesses anos estava ocorrendo algum evento de El Niño ou La Niña. Estes fazem parte do El Niño Oscilação Sul (ENOS), um fenômeno de interação oceano-atmosfera que ocorre no Oceano Pacífico, e que atua na escala interanual, provocando impactos por todo o globo, inclusive na América do Sul (RASMUSSEN e CARPENTER, 1982; KOUSKY *et al.*, 1984; ROPELEWSKI e HALPERT, 1987).

Uma das maneiras mais comumente usadas para verificar a ocorrência de tais fenômenos é a utilização do Índice de Oscilação Sul (IOS; TROUP, 1965; TRENBERTH, 1984; ROPELEWSKI e JONES, 1987). O IOS é uma medida das

flutuações de grande escala na pressão do ar que ocorrem entre o Pacífico tropical ocidental e oriental (ou seja, o estado da Oscilação Sul) durante os episódios de El Niño e La Niña. Tradicionalmente, este índice foi calculado com base nas diferenças de anomalia de pressão atmosférica entre Tahiti e Darwin, na Austrália. Em geral, a série temporal suavizada do IOS corresponde muito bem com as mudanças na temperatura dos oceanos em todo o Pacífico tropical oriental. A fase negativa do IOS representa pressão atmosférica abaixo do normal no Tahiti e acima do normal em Darwin. Períodos prolongados de valores negativos (positivos) do IOS coincidem com as águas do oceano anormalmente quentes (frias) em todo o leste do Pacífico tropical, típico de episódios El Niño (La Niña). Segundo acompanhamento realizado pelo *Bureau of Meteorology* da Austrália, baseado no IOS, o período de 1978 a 1981 foi de neutralidade, enquanto que de 1991 a 1993 ocorreu um El Niño moderado no Oceano Pacífico tropical.

A figura 4.1.15 exibe as anomalias de precipitação (em mm/dia) simuladas pelos modelos RegCM e MIROC e observadas pelo CRU para os períodos de verão (dezembro-janeiro-fevereiro, DJF) entre 1978 e 1981. Esses valores de anomalia foram calculados com base no período entre 1971 e 2000. Nota-se que o modelo RegCM simulou precipitação bem abaixo da média climatológica para a região sudeste e também para a área da BHRG. Essa redução da chuva ocorreu principalmente nos dois primeiros períodos e divergiram consideravelmente dos dados observados, onde estes apresentaram anomalias positivas de precipitação. No último período, o modelo continua a apontar anomalias negativas para a região sudeste, porém os dados observados mostram condições normais para esta região. Comparando com a simulação do modelo MIROC, pode-se observar que o modelo RegCM acompanhou as condições simuladas pelo modelo global nos dois últimos verões (79-80 e 80-81), entretanto o modelo regional intensificou as anomalias de precipitação. No primeiro verão (78-79) o MIROC simulou de maneira adequada as anomalias, mas o RegCM não conseguiu reproduzir as condições passadas pelo modelo global, desviando consideravelmente dos dados observados.

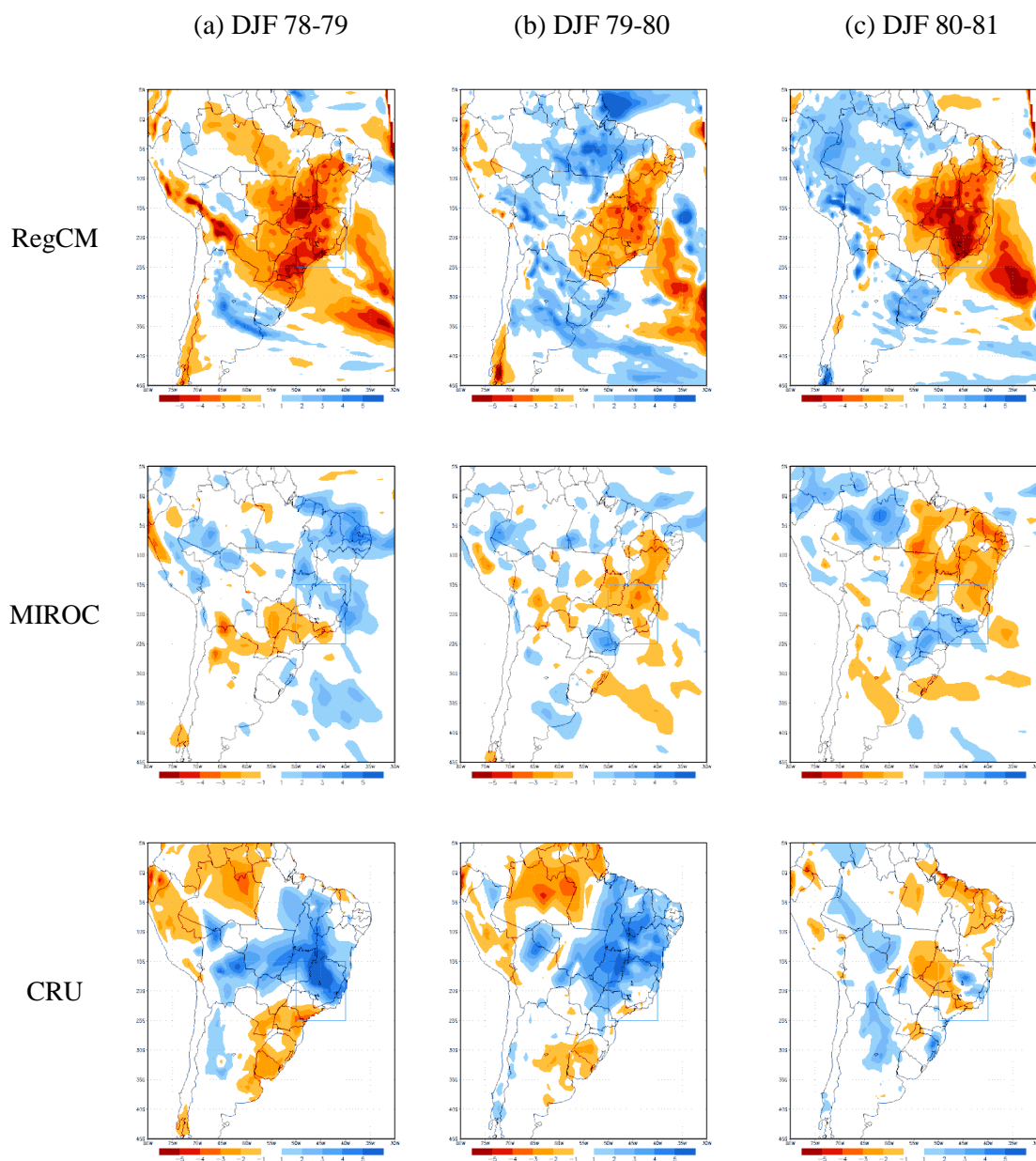


Figura 4.1.15: Anomalias de precipitação (mm/dia) simuladas pelos modelos RegCM (superior) e MIROC (meio) e observadas pelo CRU (inferior) para os períodos de verão (dezembro-janeiro-fevereiro, DJF) de 1978-1979 (a), 1979-1980 (b) e 1980-1981 (c). Esses valores de anomalia foram calculados com base no período entre 1971 e 2000. A caixa em azul mostra a área SE.

Essa anomalia negativa de chuva simulada pelo RegCM nesses períodos foi influenciada por anomalias positivas da pressão reduzida ao nível médio do mar. A figura 4.1.16 exibe as anomalias dessa variável (em mb) simulada pelos modelos

RegCM e MIROC para os períodos de verão (dezembro-janeiro-fevereiro, DJF) entre 1978 e 1981, tendo como base os anos de 1971 a 2000. O campo médio de pressão reduzida ao nível médio do mar em DJF entre 1971 e 2000 também é exibido. Essas anomalias positivas de pressão se devem ou ao deslocamento para oeste da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), o que favoreceu a menor atuação de sistemas transientes, como frentes frias e sistemas de baixa pressão, comuns sobre o continente nessa época do ano, ou a própria ausência da atuação da ZCAS, que também acarreta em menores índices de precipitação. Porém, pode-se verificar que o modelo global MIROC não aponta anomalias positivas de pressão tão intensas como fez o modelo RegCM, exceto pelo extremo sul do Atlântico Sul, mas em intensidade muito menor.

A pressão mais alta simulada pelo modelo RegCM contribuiu, por sua vez, para a diminuição do movimento vertical ascendente no nível de 500 mb. As anomalias do campo de ômega (em 10^1 Pa/s) no nível de 500 mb são exibidas na figura 4.1.17. No campo médio de ômega entre 1971 e 2000 (figura 4.1.17d), os valores positivos representam movimentos verticais descendentes, enquanto que os negativos correspondem a ascendentes. Nesse campo médio, nota-se que existe uma grande área que apresenta movimentos ascendentes em 500 mb que se estende do continente até o Atlântico Sul, associado à presença da ZCAS no trimestre DJF. Ambos os modelos simulam de maneira adequada a presença da ZCAS. Entretanto, considerando as informações do modelo RegCM, nos 3 trimestres analisados (a, b e c), percebe-se a presença de anomalias positivas de ômega no centro-leste do Brasil, indicando a diminuição dos movimentos ascendentes nessa região (ou eventualmente até mesmo o surgimento de movimentos descendentes), o que contribuiu com a diminuição da chuva nesses períodos. Já o modelo MIROC não apresentou anomalias de ômega tão significativas como o modelo regional, razão pela qual ele foi capaz de simular a chuva de maneira mais semelhante aos dados observados nesses três trimestres.

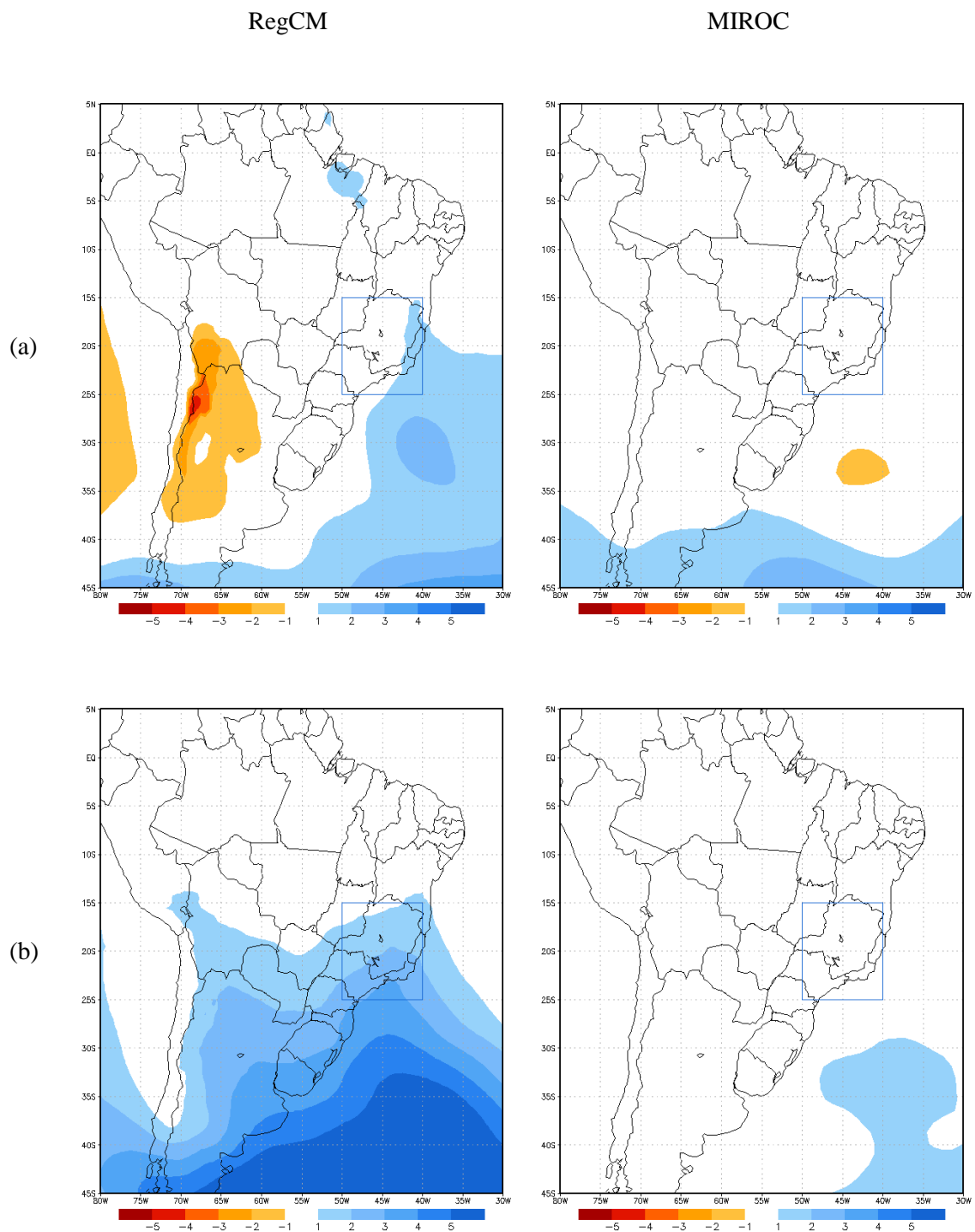


Figura 4.1.16: Anomalias de pressão (em mb) reduzida ao nível médio do mar simuladas pelos modelos RegCM (esquerda) e MIROC (direita) para os períodos de verão (DJF) de 1978-1979 (a), 1979-1980 (b) e 1980-1981 (c). Esses valores de anomalia foram calculados com base nos anos de 1971 a 2000. O campo médio dessa variável em DJF de 1971 a 2000 está representado em (d). A caixa em azul mostra a área SE.

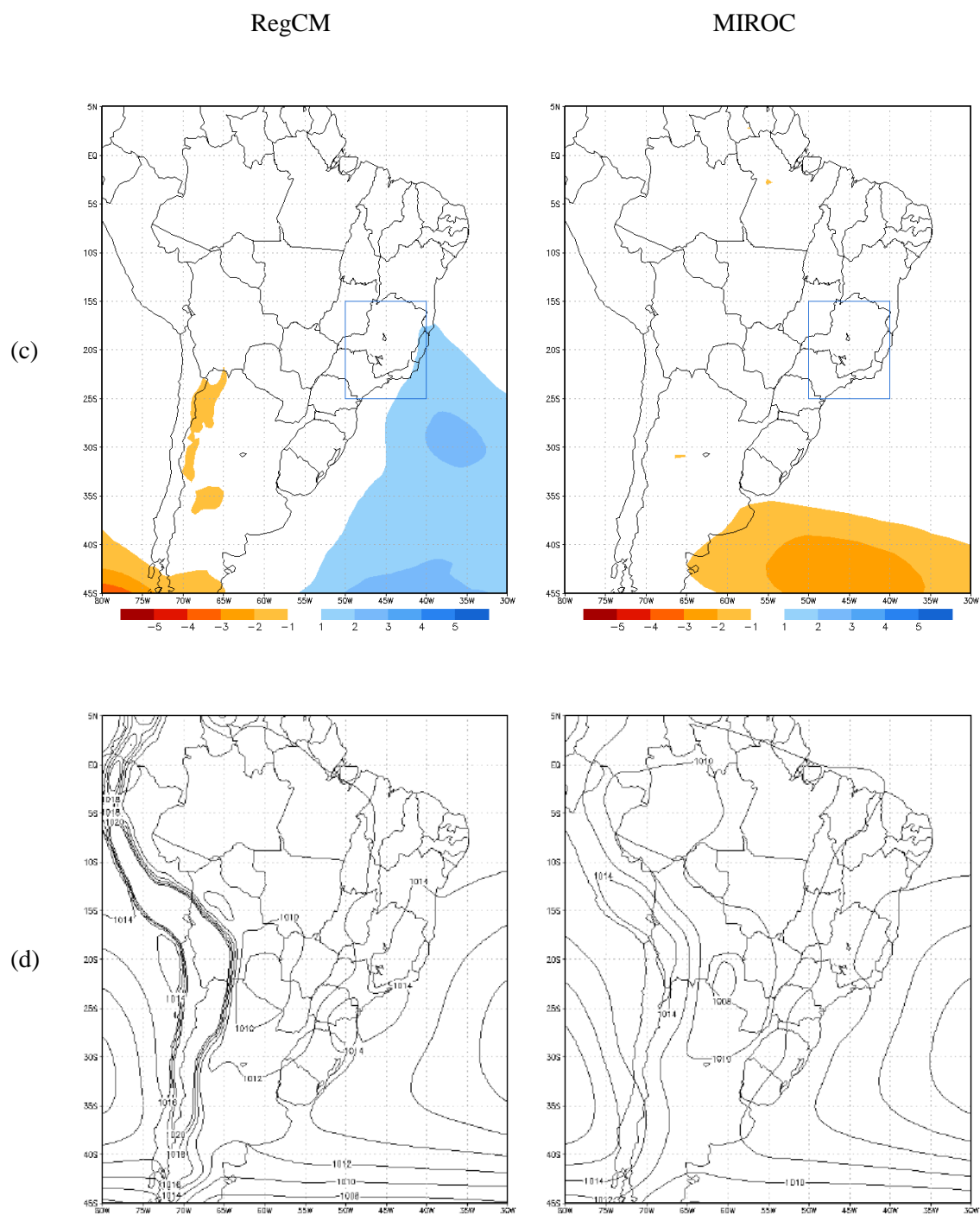


Figura 4.1.16: Continuação.

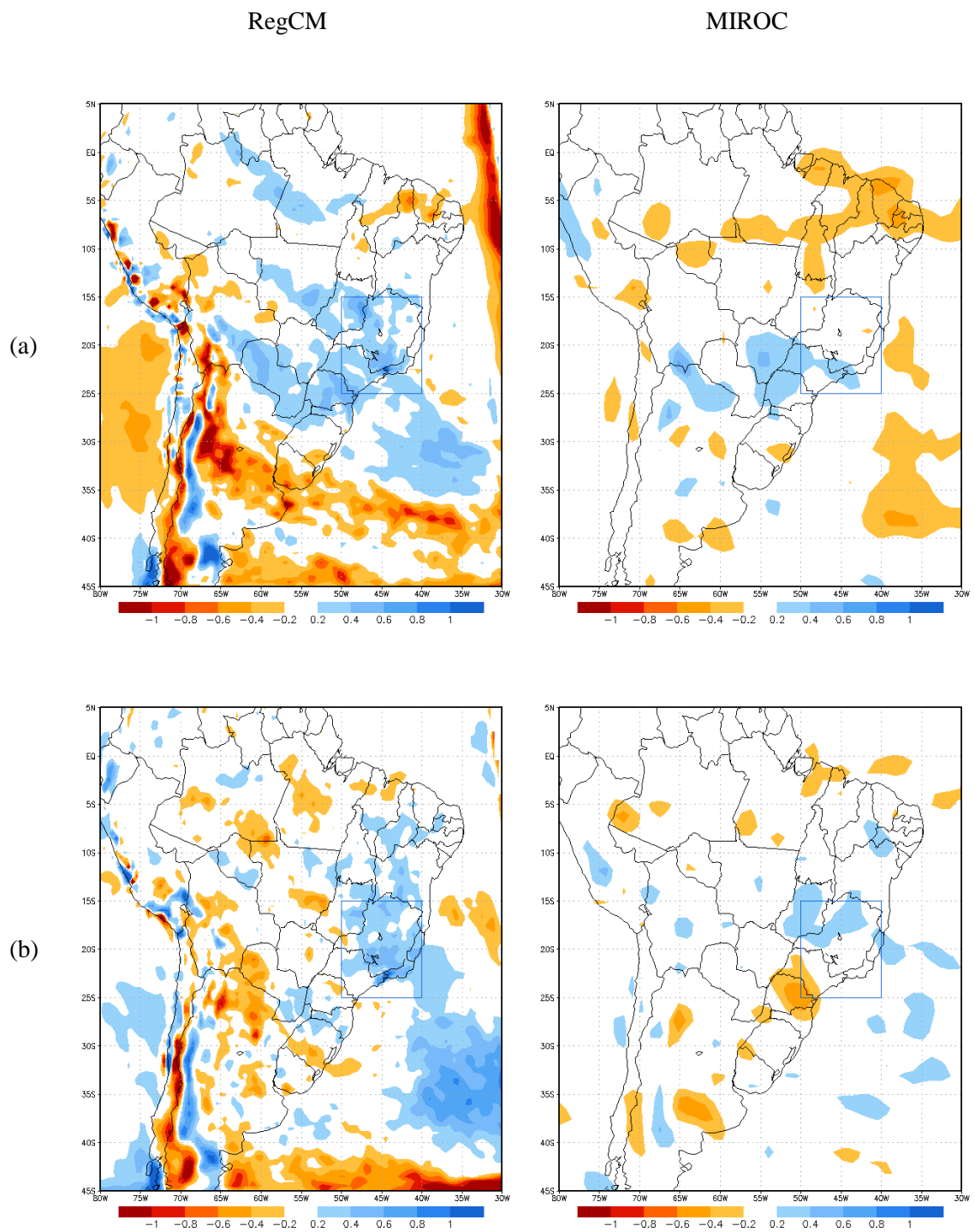
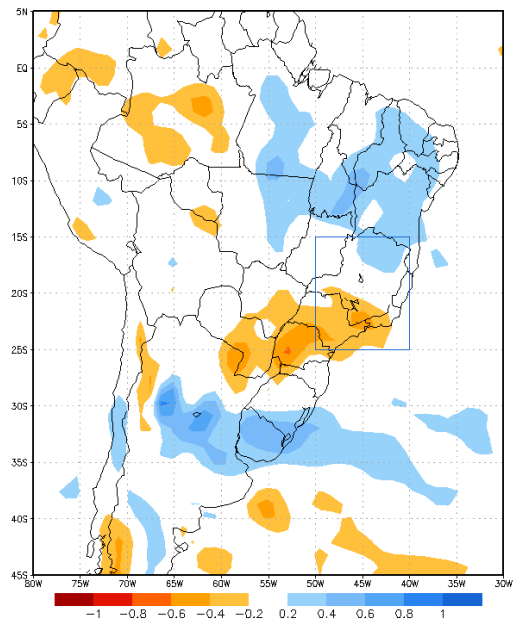
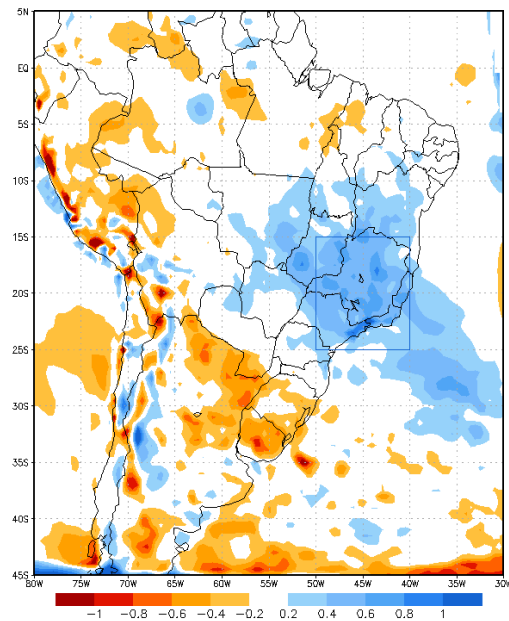


Figura 4.1.17: Semelhante à figura 4.1.16, mas para o campo velocidade vertical ω (em 10^1 Pa/s) no nível de 500 mb.

RegCM

MIROC

(c)



(d)

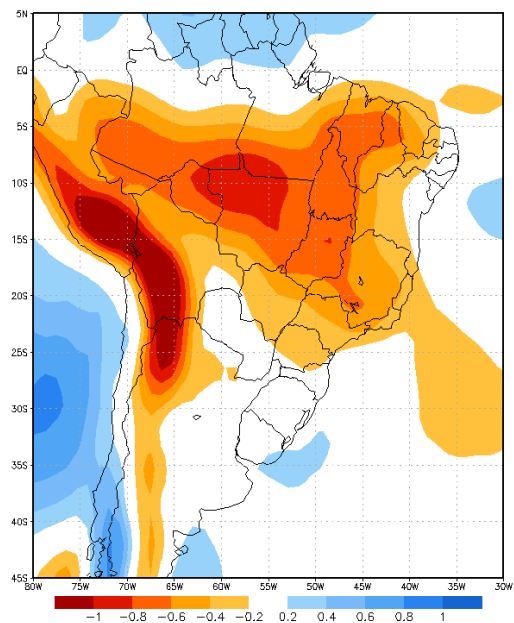
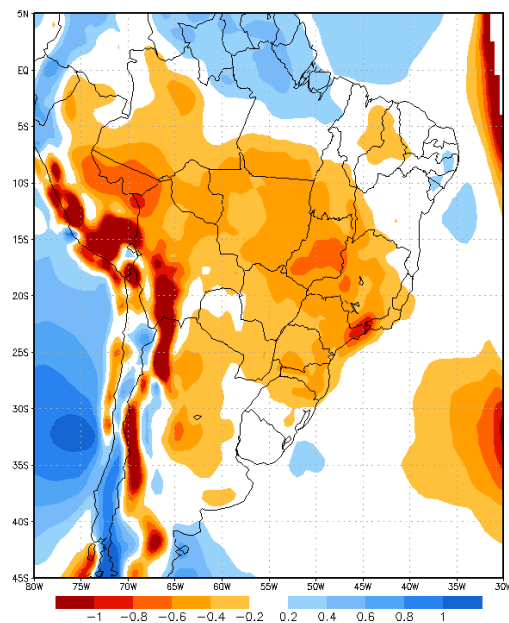


Figura 4.1.17: Continuação.

Aliado a esses fatores, ocorreu uma redução significativa de água precipitável na coluna atmosférica entre a superfície e o nível de 300 mb, contribuindo, finalmente, para a redução dos índices pluviométricos nesses 3 trimestres. A figura 4.1.18 mostra as anomalias de água precipitável (em mm) entre a superfície e o nível de 300 mb para os períodos de verão (DJF) entre 1978 a 1981, assim como o campo médio entre 1971 e 2000. As variações na quantidade de água na coluna atmosférica estão bastante relacionadas às variações na velocidade vertical (figura 4.1.17), já que movimentos ascendentes (descendentes) mais intensos tendem a umidificar (secar) mais a coluna. Sendo assim, verifica-se que a coluna atmosférica simulada pelo modelo RegCM estava com bem menos água do que o normal na parte central e leste do Brasil, enquanto que nas regiões mais ao sul, ocorreu uma umidificação maior do que o normal. Tais fatores contribuíram fortemente para as anomalias de chuva observada nesses trimestres.

Em princípio, essas anomalias apontavam para algum erro na simulação envolvendo as condições de contorno, como por exemplo a TSM. No entanto, foi realizada uma verificação das TSM's nesse período e nenhum aspecto fora do normal que fosse capaz de comprometer as simulações foi encontrado. Os dados do modelo global MIROC que também servem de condição de contorno também foram analisados na tentativa de se localizar algum dado errado ou inconsistente, mas, novamente, nada pareceu estar fora dos padrões. Ao analisar-se as anomalias de precipitação para as outras regiões de 1978 a 1981 percebe-se que muitas regiões parecem ter anomalias de precipitação dentro do esperado.

Na região sul do Brasil, Uruguai e norte da Argentina, nota-se a persistência de anomalias positivas de precipitação nos 3 períodos de verão. Este padrão de anomalias de precipitação é compatível com situações de bloqueio atmosférico no Atlântico Sul, o que favorece a redução de precipitação na parte centro-leste do Brasil e aumento na região mais ao sul. Os trabalhos de FUENTES (1996) e MARQUES e RAO (1996) citam a região do Oceano Atlântico, a leste da América do Sul, como uma região propícia a formação de bloqueios atmosféricos, o que impacta as condições de tempo nesses locais e nas redondezas. Segundo FUENTES (1996), a circulação atmosférica de latitudes médias, composta de frentes, ciclones e anticiclones, é caracterizada predominantemente por um escoamento de oeste. Porém, quando ocorre o bloqueio, a presença de um anticiclone quase estacionário de grande amplitude interrompe a progressão normal dos sistemas para leste.

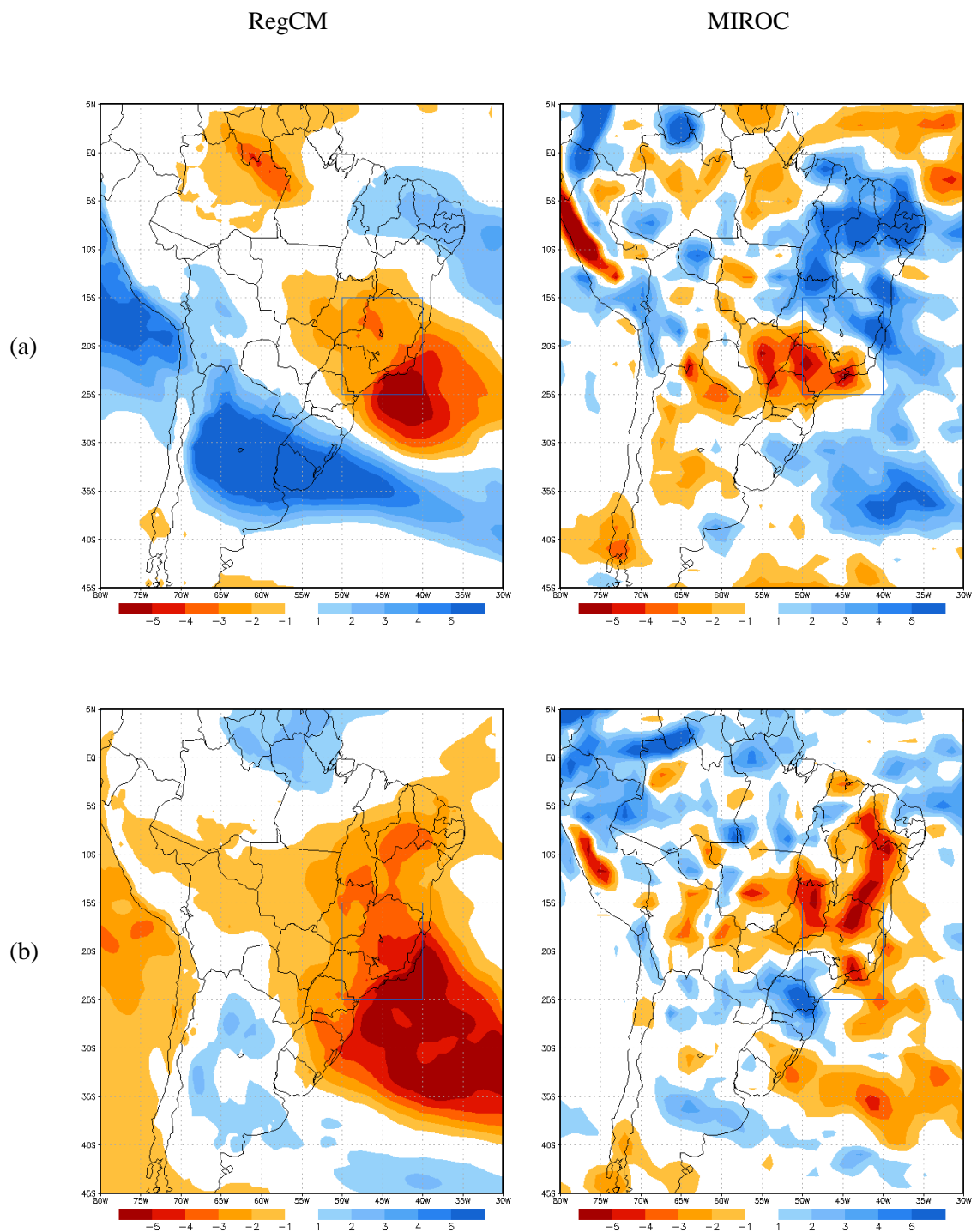


Figura 4.1.18: Semelhante à figura 4.1.16, mas para o campo de água precipitável (em mm) entre a superfície e o nível de 300 mb.

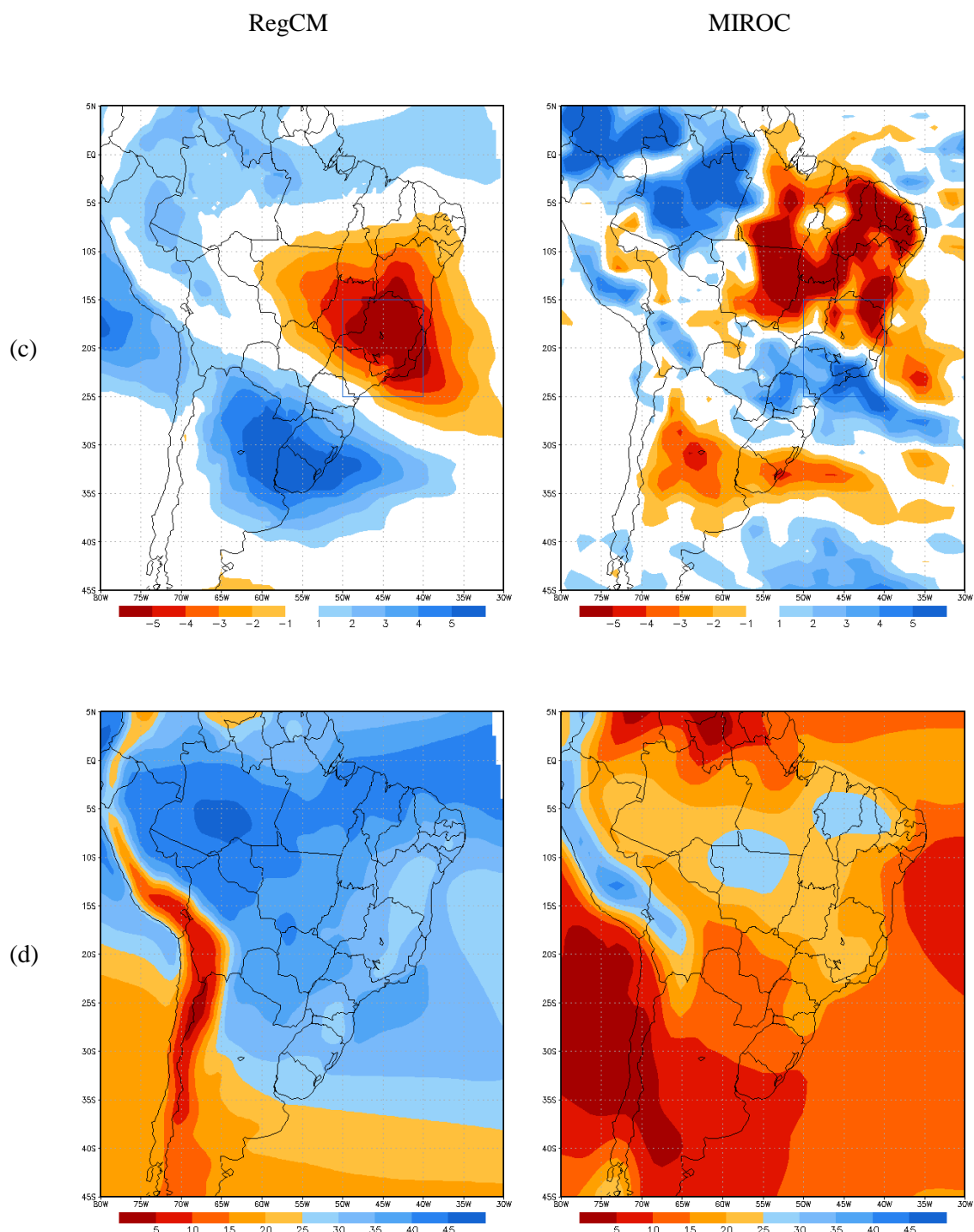


Figura 4.1.18: Continuação.

Analisando os gráficos anteriores, não parece ter ocorrido a passagem de condições atmosféricas pelo modelo global que favorecessem uma condição de bloqueio. O modelo global MIROC também simulou chuvas abaixo das condições climatológicas nesses 3 trimestres, porém não de maneira tão intensa como ocorreu com o modelo RegCM. Assim, considerando essas informações e também o fato de que não estava ocorrendo nenhum fenômeno do tipo El Niño ou La Niña no Pacífico Equatorial nesses períodos, a hipótese mais provável para essas simulações tão diferentes do observado nesses verões seja o fato do modelo RegCM ter apresentado uma variabilidade nas suas condições que acabou gerando esse padrão de anomalias de precipitação.

4.2. Modelagem Hidrológica

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos com o modelo chuva-vazão SMAP sob condições do clima presente. Como foi abordado no capítulo de metodologia, o modelo opera em 3 fases diferentes: calibração, validação e previsão (RIGHETTO, 1998). Como se tem a simulação de chuva entre janeiro de 1971 e dezembro de 2000 proveniente do modelo RegCM, decidiu-se utilizar o período entre 1971 e 1980 para a calibração (utilizando a chuva observada). O período entre 1981 e 1990 foi utilizado para a validação (utilizando a chuva observada e simulada pelos modelos sem remoção de viés). O período entre 1991 e 2000 foi usado para validação também, mas principalmente para validar as vazões simuladas pelo SMAP depois da remoção de viés nas chuvas dos modelos atmosféricos. Dessa forma, nesta seção será feita a avaliação da calibração e das validações do modelo hidrológico SMAP.

4.2.1. Calibração

Nesta seção serão apresentados os resultados obtidos na fase de calibração entre junho de 1971 a maio de 1980 com o modelo SMAP rodando para a área de drenagem da UHE Água Vermelha. A tabela 4.2 exibe as estatísticas e parâmetros obtidos na fase

de calibração. Vale lembrar que durante essa fase foram utilizadas somente as precipitações observadas nos postos pluviométricos dentro da BHAV. Foram feitas duas calibrações, uma considerando a BHAV com 46 pontos (Cal-46) no seu interior e a outra com 10 pontos (Cal-10). Esses números se referem ao número de pontos de grade do modelo RegCM e MIROC, respectivamente. Daqui para frente, as simulações ou previsões do SMAP irão utilizar os parâmetros exibidos na tabela 4.2, dependendo do número de pontos utilizados. Nota-se que as duas calibrações obtiveram bons índices estatísticos e vazões médias simuladas próximas dos valores observados na UHE Água Vermelha. As duas análises apresentaram erros percentuais de 14,7 % (Cal-46) e de 12,85% (Cal-10) em relação às vazões observadas. Em relação ao coeficiente de eficiência, ambas as análises obtiveram valores próximos, com a Cal-46 levemente superior.

Tabela 4.2: Estatísticas obtidas nas fases de calibração com o modelo SMAP com 46 pontos no interior da BHAV (Cal-46) e com 10 pontos (Cal-10).

<u>Estatísticas</u>	Cal-46	Cal-10
Vazão Média (m³/s) (Observada = 2238)	2275	2249
Desvio Padrão (m³/s) (Observada = 1123)	943	1078
Coeficiente de Eficiência	0,905	0,896
Teste de Sinal	9	-1
Erro Percentual (%)	14,7	12,85
RMSE (m³/s)	345	360
R²	0,92	0,89
<u>Parâmetros</u>		
Tuin: teor de umidade inicial do solo (%)	0,47	0,33
Ebin: vazão básica inicial (m³/s)	205	400
Str: capacidade de saturação do solo (mm)	4000	2900
Capc: capacidade de campo (%)	15	16,3
K2t: cte de recessão do escoam. superficial (mês)	2,2	1,9
Kkt: cte de recessão do escoam. básico (mês)	6	2

A figura 4.2.1 e a figura 4.2.2 exibem as vazões mensais observadas e simuladas pelo SMAP para a Cal-46 e Cal-10, respectivamente. A parte superior destas figuras mostra a chuva observada ponderada para a área de drenagem da UHE Água Vermelha. Pode-se observar que a própria chuva ponderada sobre a área da bacia é diferente nos dois gráficos. Isso se deve ao número de postos pluviométricos em cada uma das calibrações, o que conduz a pequenas diferenças nesse dado. Nota-se que as vazões simuladas pelo SMAP nas duas calibrações têm bastante semelhança com as vazões observadas. Entretanto, pode-se observar que existem algumas discrepâncias entre alguns picos nas vazões observadas e simuladas, tendo o modelo subestimado esses picos. Nos períodos de recessão, nota-se uma grande aderência entre as duas curvas nos dois períodos, sendo que a Cal-46 apresentou maiores diferenças.

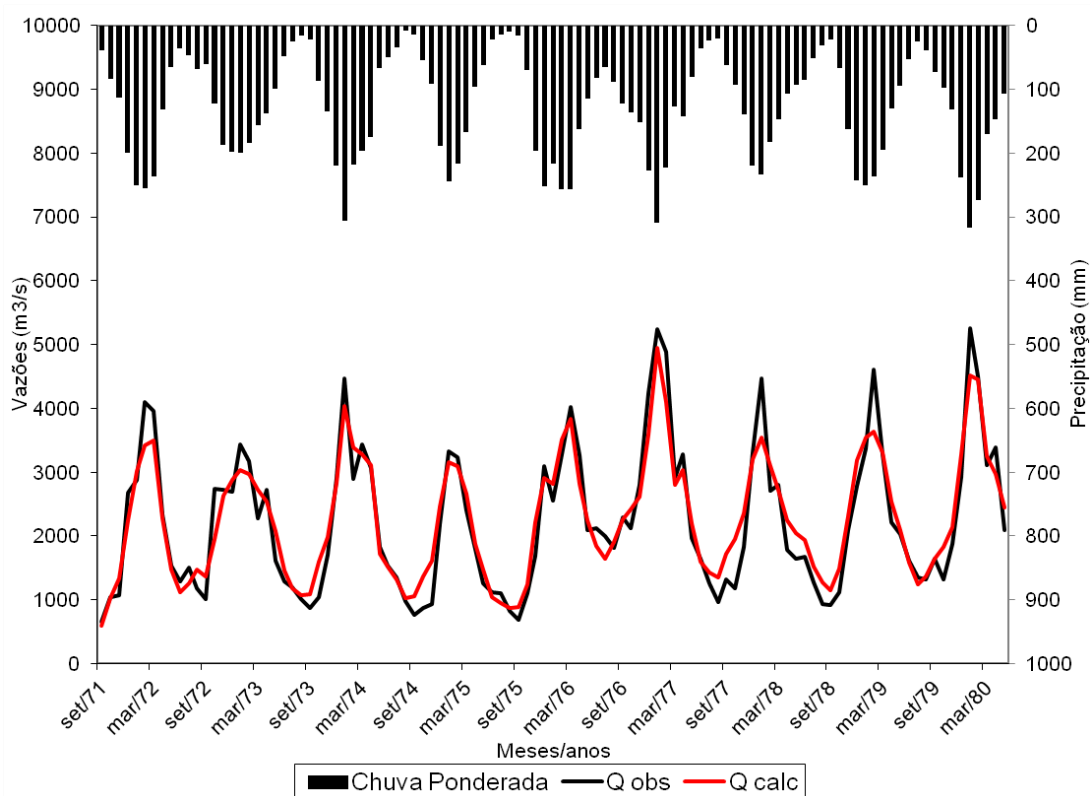


Figura 4.2.1: Vazões mensais observadas e calculadas pelo SMAP (linhas inferiores; eixo das ordenadas à esquerda) para a Cal-46 e a chuva ponderada (na parte superior; eixo das ordenadas à direita) para a área de drenagem da UHE Água Vermelha.

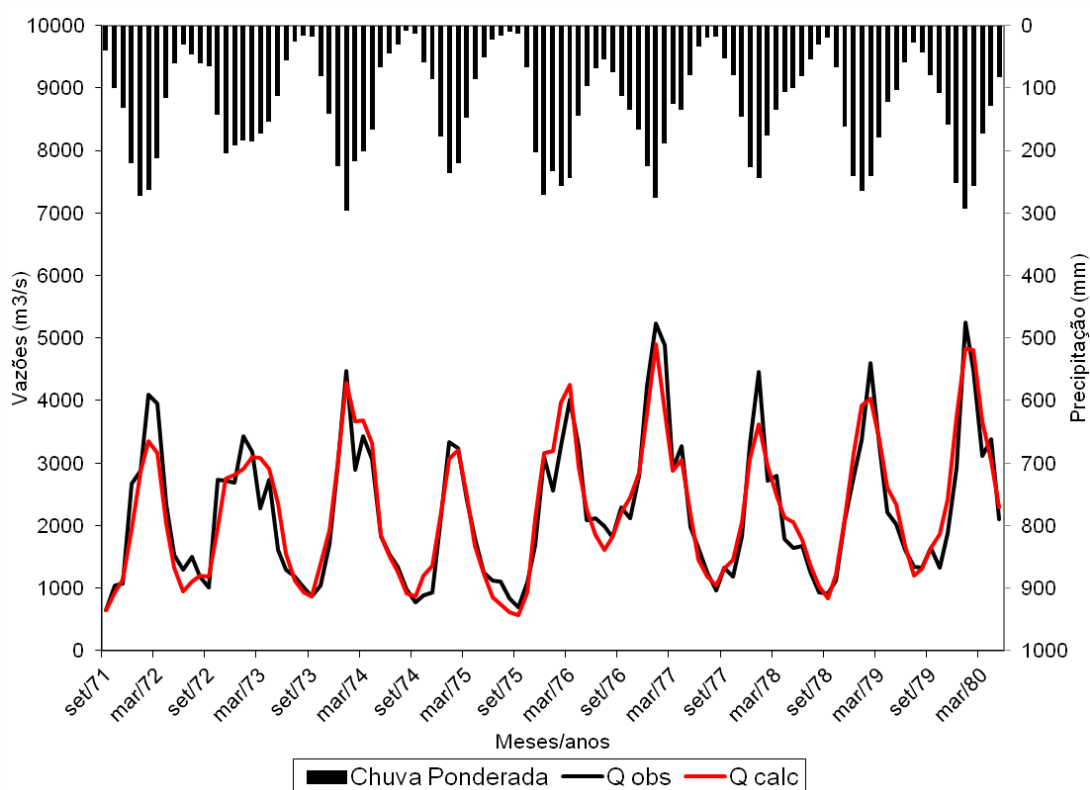


Figura 4.2.2: Semelhante à figura 4.2.1, mas para a Cal-10.

A figura 4.2.3 e a figura 4.2.4 exibem, respectivamente para a Cal-46 e Cal-10, as vazões trimestrais observadas e calculadas pelo SMAP e as médias trimestrais de longo prazo (para as respectivas calibrações) das vazões observadas e calculadas nas estações SON, DJF, MAM e JJA. A ideia é filtrar as variações de frequências temporais mais altas nas vazões observadas e simuladas. Nota-se que a semelhança entre os valores observados e simulados é ainda maior quando se comparam os gráficos trimestrais. Observa-se também que as discrepâncias que ocorreram em alguns picos, como comentado anteriormente, diminuiram significativamente nos gráficos trimestrais. Em relação às vazões sazonais de longo prazo, a curva de vazão simulada pelo modelo SMAP encontra-se bastante semelhante à curva de vazão observada nos dois períodos de calibração.

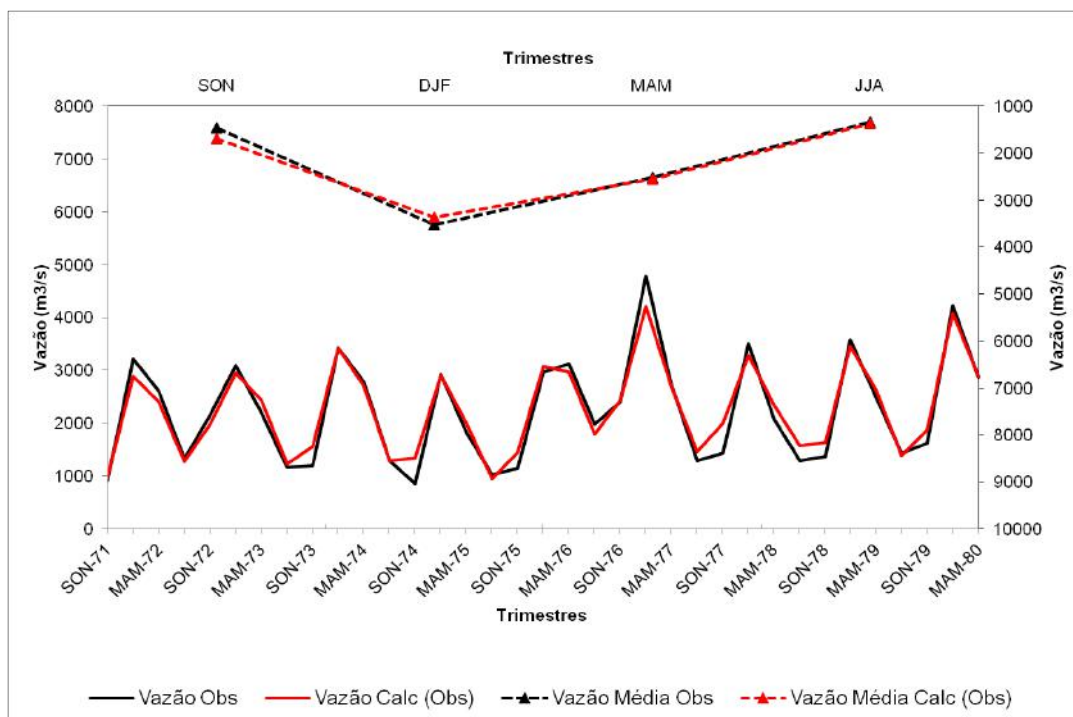


Figura 4.2.3: Vazões trimestrais observadas e calculadas pelo SMAP para a Cal-46 (linhas inferiores; eixo das ordenadas à esquerda) e médias trimestrais de longo prazo (para o período da Cal-46) das vazões observadas e calculadas nas estações SON, DJF, MAM e JJA (linhas superiores; eixo das ordenadas à direita).

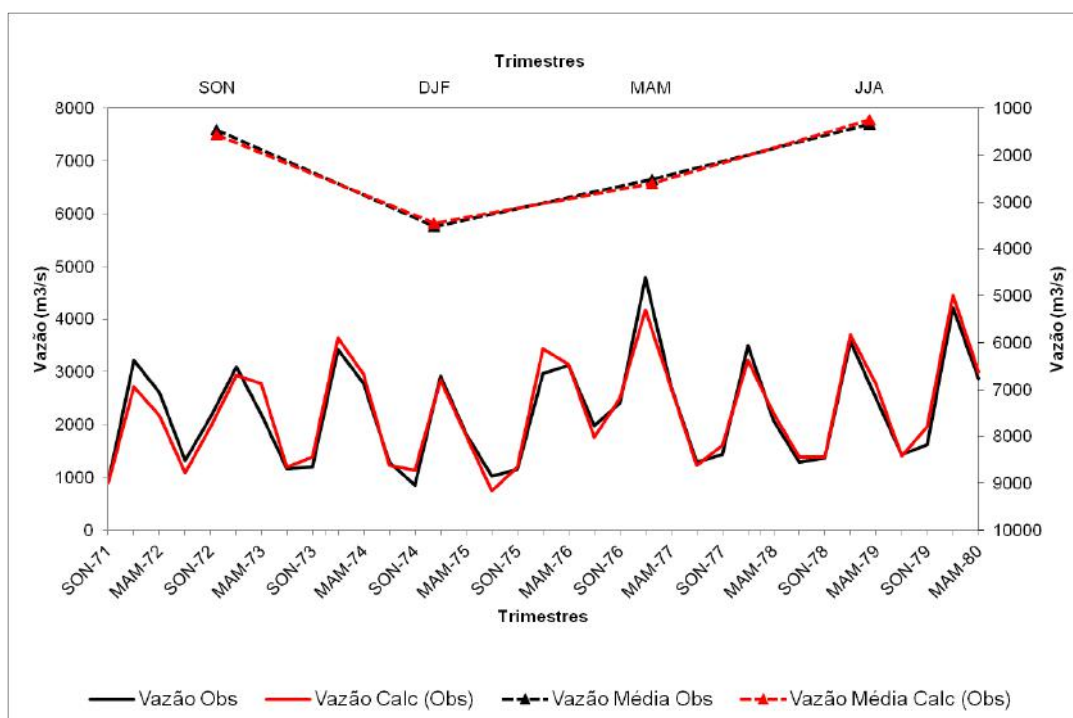


Figura 4.2.4: Semelhante à figura 4.2.3, mas para a Cal-10.

4.2.2. Validação 1

Na fase de validação 1, conforme proposto na metodologia, calcularam-se as vazões na UHE Água Vermelha utilizando os dados de chuva observada e simuladas pelo RegCM e MIROC sem a remoção de viés. Cabe lembrar que o período da validação 1 é de junho de 1981 a maio de 1990. Todas essas vazões foram calculadas utilizando os parâmetros obtidos nas respectivas calibrações (Cal-46 e Cal-10) e que estão exibidos na tabela 4.2. As vazões calculadas foram então comparadas com a vazão observada na UHE Água Vermelha.

A tabela 4.3 mostra as estatísticas obtidas na fase de validação 1 entre junho de 1981 e maio de 1990. Como esperado, a simulação da vazão com as chuvas observadas (com 46 e 10 pontos) obtiveram os maiores valores para o coeficiente de eficiência no período de validação 1. O erro percentual, o RMSE e o R^2 também tiveram os melhores valores quando se utilizou a chuva observada sobre a área de drenagem da UHE Água Vermelha. Em relação à chuva proveniente dos dois modelos, observa-se que as vazões médias e os desvios padrões ficaram bem próximos, mas, em se tratando dos demais índices (coeficiente de eficiência, teste de sinal, erros percentual, RMSE, e R^2), a simulação de vazão com a chuva do modelo regional apresentou melhores resultados em relação à vazão com a chuva do modelo global. Esses resultados comprovam que, mais importante do que o número de pontos dentro da bacia, o que parece influenciar mais é a qualidade da precipitação fornecida para o modelo hidrológico simular a vazão.

A figura 4.2.5 exibe a vazão observada e as vazões simuladas utilizando a chuva observada (com 46 pontos) e simulada pelo modelo RegCM na área de drenagem da UHE Água vermelha, para o período da validação 1, ou seja, de junho de 1981 a maio de 1990. A figura 4.2.6 exibe a mesma figura, porém, nesse caso, mostra as vazões simuladas utilizando a chuva observada (com 10 pontos) e simulada pelo modelo MIROC. Verifica-se que a simulação da vazão utilizando as chuvas observadas (com 46 e 10 pontos) resulta em valores praticamente iguais e mais próximos a vazão observada na UHE Água Vermelha. Percebe-se também que as vazões simuladas pelo SMAP com as chuvas dos modelos atmosféricos apresentaram algumas discrepâncias nos picos de

vazão nos dois modelos e nos períodos de recessão, principalmente quando utilizou a chuva do MIROC.

Tabela 4.3: Estatísticas obtidas na fase de validação 1 do SMAP entre junho de 81 a maio de 90, utilizando as chuvas observada, simulada pelo RegCM (Reg) e simulada pelo modelo MIROC (MIR).

<u>Estatísticas</u>	Validação 1			
	Junho de 81 a maio de 90			
	Chuva			
	Obs-46	Reg	Obs-10	MIR
Vazão Média (m³/s) Simulada (Erro %)	2515	2637	2444	2595
Vazão média Observada: 2575 m³/s	(-2)	(2)	(-5)	(1)
Desvio Padrão (m³/s) Simulado (Erro %)	1130	1522	1266	1572
Desvio Pad. Observado: 1495 m³/s	(-24)	(2)	(-15)	(5)
Coefficiente de Eficiência	0,872	0,459	0,869	0,338
Teste de Sinal	5	3	-21	-7
Erro Percentual (%)	16,21	31,71	14,28	35,33
RMSE (m³/s)	531	1093	539	1210
R²	0,914	0,541	0,885	0,472

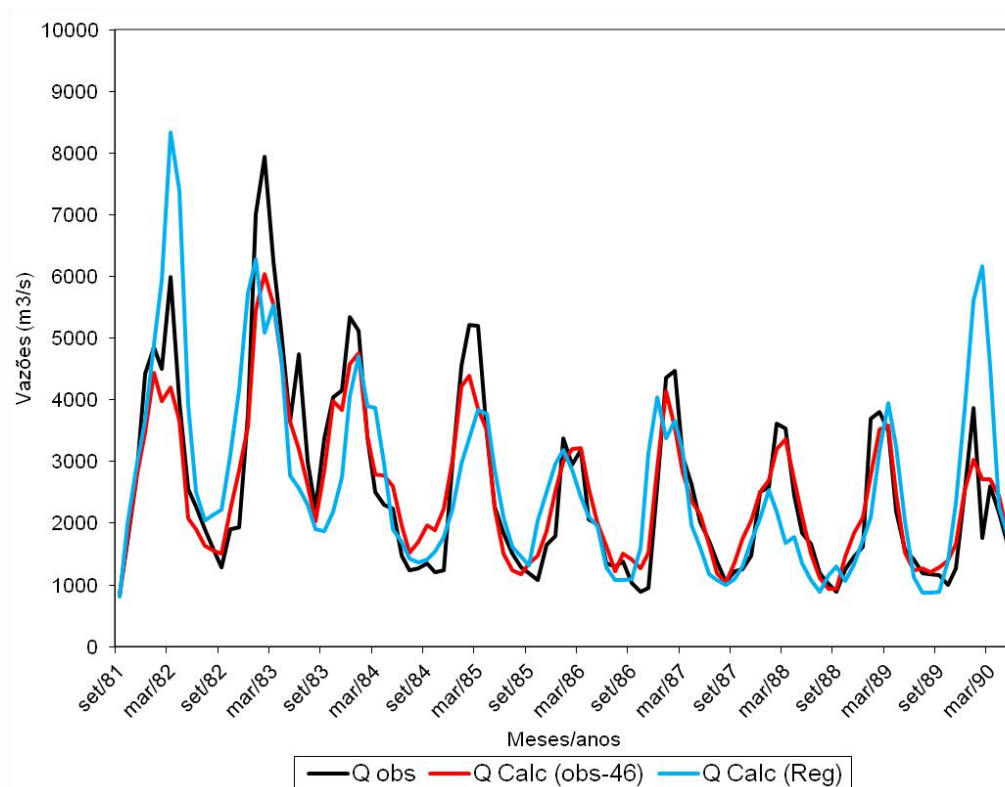


Figura 4.2.5: Vazões (em m^3/s) observada e simuladas utilizando a chuva observada (com 46 pontos) e simulada pelo modelo RegCM para o período da validação 1 (entre junho de 1981 a maio de 1990).

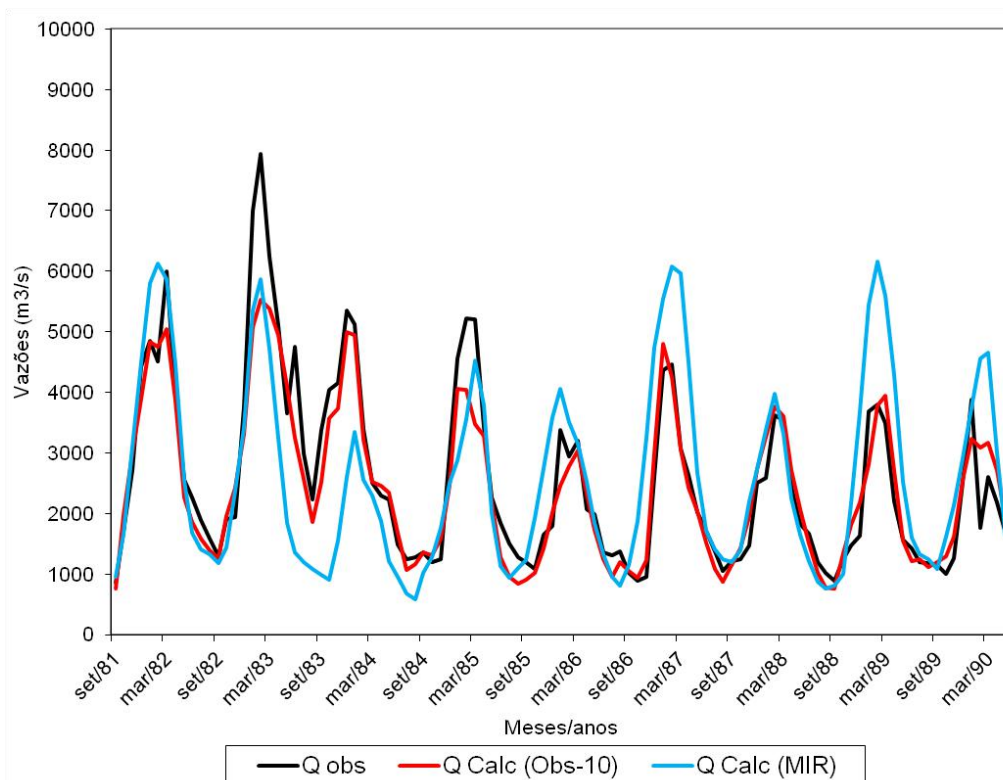


Figura 4.2.6: Vazões (em m^3/s) observada e simuladas utilizando a chuva observada (com 10 pontos) e simulada pelo modelo MIROC para o período da validação 1 (entre junho de 1981 a maio de 1990).

A figura 4.2.7 exibe as vazões trimestrais observada e calculadas pelo SMAP utilizando a chuva do modelo RegCM para o período da validação 1, entre 1981 e 1990, e as respectivas médias das dessas vazões trimestrais para SON, DJF, MAM e JJA. A figura 4.2.8 mostra o mesmo padrão, porém o SMAP utilizando a chuva do modelo MIROC. É perceptível que o modelo SMAP consegue captar melhor as vazões trimestrais na UHE Água Vermelha entre 1991 e 1990 quando este utiliza a chuva proveniente do modelo regional RegCM. Nota-se que em dois momentos a simulação da vazão com a chuva do RegCM superou bastante os picos observados. Já a simulação com a chuva do modelo MIROC apresenta problemas em diversos momentos, tantos de pico quanto de recessão. As médias das vazões trimestrais exibem esses fatos: as médias calculadas com a chuva do RegCM ficaram mais próximas às observadas do que quando se utilizou a chuva do MIROC. Esses resultados também corroboram os índices estatísticos já mostrados na tabela 4.3.

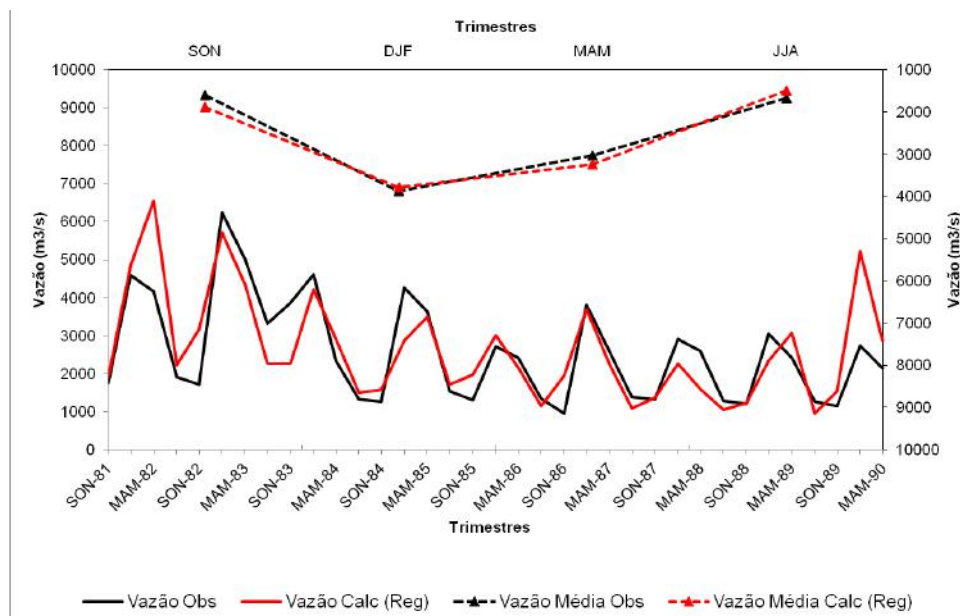


Figura 4.2.7: Vazões trimestrais observadas e calculadas pelo SMAP utilizando a chuva do modelo RegCM para o período da validação 1 (linhas inferiores; eixo das ordenadas à esquerda) e as respectivas médias das dessas vazões trimestrais para SON, DJF, MAM e JJA (linhas superiores; eixo das ordenadas à direita).

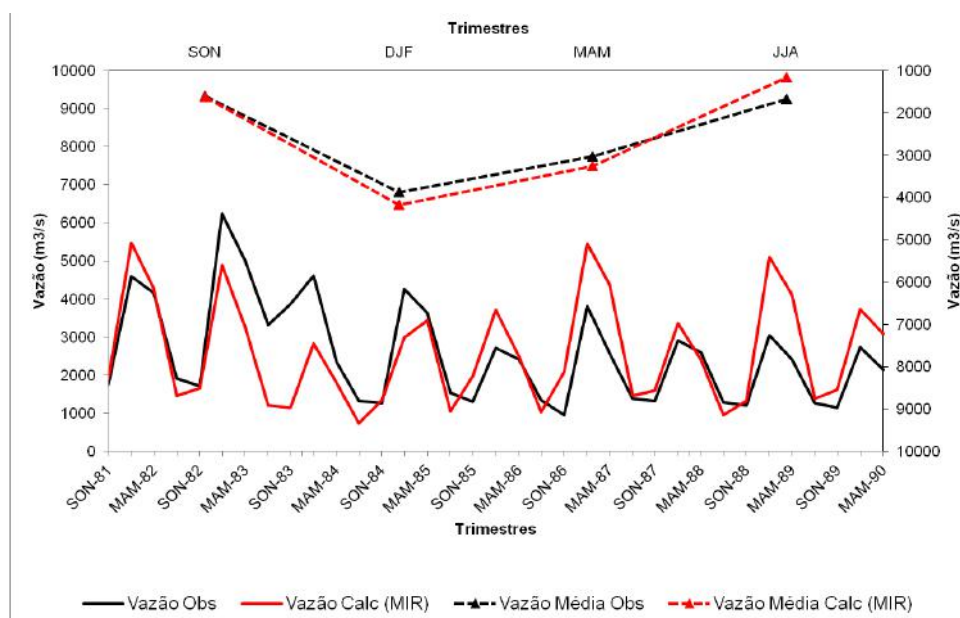


Figura 4.2.8: Vazões trimestrais observadas e calculadas pelo SMAP utilizando a chuva do modelo MIROC para o período da validação 1 (linhas inferiores; eixo das ordenadas à esquerda) e as respectivas médias das dessas vazões trimestrais para SON, DJF, MAM e JJA (linhas superiores; eixo das ordenadas à direita).

A figura 4.2.9 exibe os erros percentuais médios mensais das vazões calculadas (com as chuvas observada, simulada pelo RegCM e simulada pelo MIROC) em relação às vazões observadas na BHAV no período da validação 1, entre 1981 e 1990. Entre parênteses estão as respectivas médias anuais dos erros percentuais. Nota-se que os menores erros percentuais ocorrem quando se utiliza as chuvas observadas e simuladas pelo RegCM. Entretanto, na média anual o menor erro foi utilizando a chuva do MIROC. Isto foi puro efeito de compensação dos erros positivos e negativos, quase da mesma magnitude. No geral, as linhas que se mantêm mais próximas de 0% são as calculadas com a chuva observada e do RegCM. Os únicos meses em que a chuva do MIROC resulta num melhor cálculo da vazão são janeiro e outubro.

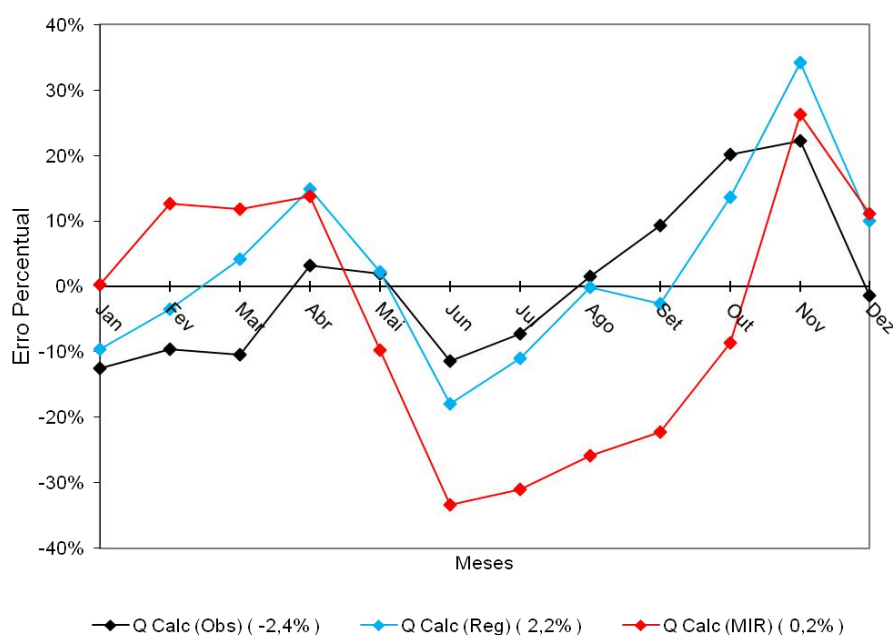


Figura 4.2.9: Ciclo anual dos erros percentuais médios das vazões calculadas (com as chuvas observada, simulada pelo RegCM e simulada pelo MIROC) em relação às vazões observadas na BHAV no período da validação 1, entre 1981 e 1990. Entre parênteses estão as respectivas médias anuais dos erros percentuais.

4.2.3. Validação 2

Nesta seção são apresentados os resultados do período de validação 2, entre junho de 1991 e maio de 2000. Nessa fase são avaliadas as vazões calculadas pelo SMAP utilizando a chuva observada e simuladas pelos modelos climáticos RegCM e MIROC, com e sem remoção de viés. É preciso salientar que, diferentemente do modelo regional de clima RegCM que possui 46 pontos de grade no interior da bacia hidrográfica em questão, o modelo MIROC possui apenas 10 pontos. Dessa forma, o modelo SMAP também rodará com 46 (10) pontos para calcular a vazão no exutório da bacia utilizando a chuva do modelo RegCM (MIROC).

As estatísticas obtidas na fase validação 2 do modelo SMAP utilizando as chuvas observadas (com 46 e 10 pontos) e simuladas pelos modelos atmosféricos, com e sem remoção de viés, são apresentadas na tabela 4.4. Como na fase validação 1, na validação 2, de junho de 1991 a maio de 2000, as melhores simulações foram aquelas que utilizaram a chuva observada sobre a BHAV. E quase não fez nenhuma diferença se esta utilizou 46 ou 10 pontos. Novamente, isso reforça a afirmativa que é mais importante a qualidade da chuva informada do que o aumento do número de pontos de chuva sobre a bacia. E, de novo, a simulação da vazão com a chuva dos modelos atmosféricos sem a remoção de viés mostra que a informação pluviométrica fornecida pelo modelo RegCM resulta em valores mais realistas de vazão. Exceto pelo R^2 , todos os demais índices estatísticos foram melhores para a simulação da vazão com a chuva Reg, quando comparados com a vazão simulada com a chuva MIR.

Quando se analisa somente as simulações de vazão na BHAV com a remoção de viés nas chuvas (RegV e MIRV), pode-se observar que quase todas as estatísticas melhoraram quando se aplicou esse método, quando comparadas as simulações de vazão que não o utilizaram (Reg e MIR). Esses resultados mostram que a remoção de viés melhora a simulação de vazão, na medida em que ele propicia informações de precipitação mais realistas.

Tabela 4.4: Estatísticas obtidas na fase Validação 2 (junho de 1991 a maio de 2000).

<u>Estatísticas</u>	Validação 2					
	Chuva					
	Obs-46	Reg	RegV	Obs-10	MIR	MIRV
Vazão Média (m³/s) Simulada (Erro %) Vazão méd. Obs: 2197 m³/s	2261 (3)	2093 (-5)	2188 (-0,4)	2389 (9)	2772 (26)	2608 (19)
Desvio Padrão (m³/s) Simulado (Erro %) Desvio Pad. Obs: 1260 m³/s	985 (-22)	1132 (-10)	1092 (-13)	1183 (-6)	1490 (18)	1349 (7)
Coefficiente de Eficiência	0,805	0,17	0,441	0,779	0,08	0,186
Teste de Sinal	27	-5	5	37	45	43
Erro Percentual (%)	18,78	40,5	33,79	19,44	42,5	39,07
RMSE (m³/s)	554	1142	938	590	1205	1131
R²	0,823	0,30	0,473	0,804	0,51	0,452

A figura 4.2.10 exibe os erros percentuais médios mensais das vazões calculadas com a chuva observada (nesse caso, com 46 pontos), com as simuladas pelo RegCM e pelo MIROC, com e sem remoção de viés, em relação às vazões observadas na BHAV no período da Validação 2, entre 1991 e 2000. Entre parênteses estão as respectivas médias anuais dos erros percentuais. O gráfico mostra que o método de remoção de viés da precipitação ajuda a reduzir os erros percentuais mensais das vazões simuladas pelo SMAP. Com a chuva do MIROC essa redução foi sentida principalmente entre janeiro e abril, enquanto que, com a chuva do RegCM, essa melhora foi notada nos meses de fevereiro e março, junho e julho e no período entre setembro e dezembro. Falando em termos anuais, a remoção de viés ajudou a diminuir os erros percentuais: para o caso do RegCM, passou de -4,8 para -0,4%, e no MIROC, de 25,7 para 18,3%.

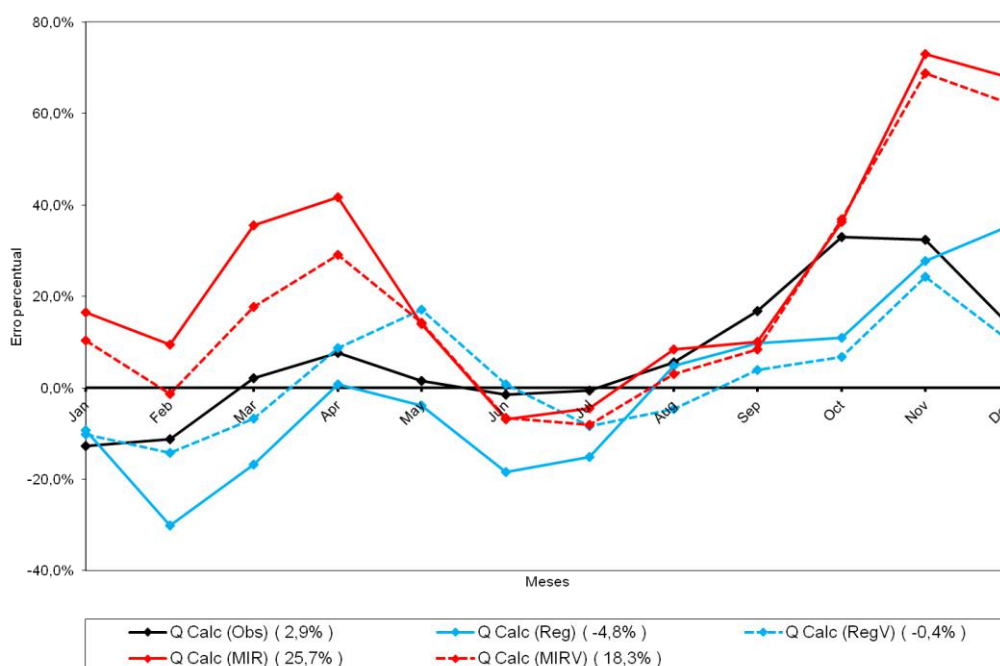


Figura 4.2.10: Ciclo anual dos erros percentuais médios das vazões calculadas (com as chuvas simuladas pelo RegCM e pelo MIROC, com e sem remoção de viés) em relação às vazões observadas na BHAV no período da Validação 2, entre 1991 e 2000. Entre parênteses estão as respectivas médias anuais dos erros percentuais.

A seguir, as séries temporais de vazões para o período da validação 2, tanto as vazões observadas, quanto as calculadas pelo SMAP, foram dispostas em ordem crescente e foram construídos gráficos de frequência e frequência relativa cumulativa para analisar a distribuição das séries. Esses gráficos são exibidos na figura 4.2.11. Nos dois gráficos é possível notar que, entre as vazões calculadas com a chuva observada na área da BHAV, a que possui 46 pontos no seu interior obteve uma maior semelhança com a vazão observada. Em relação às vazões calculadas utilizando as chuvas dos modelos regional e global de clima, pode ser observado que as vazões com máximas frequências são subestimadas, quando comparadas aos dados observados. Já as vazões mais intensas apresentam frequências maiores quando utiliza as chuvas do modelo global. No geral, as frequências das vazões com as chuvas modeladas tem uma maior variabilidade do que foi realmente observado no período. Entretanto, no caso da vazão calculada com a chuva RegV, esse erro diminui sensivelmente na região de frequência máxima. Quanto à frequência relativa cumulativa, observa-se claramente que a curva de vazões que utiliza a chuva do modelo regional apresenta uma aderência muito maior ao

dados observados, assim como a vazão calculada com a chuva observada com 46 pontos, quando comparada a chuva observada com 10 pontos.

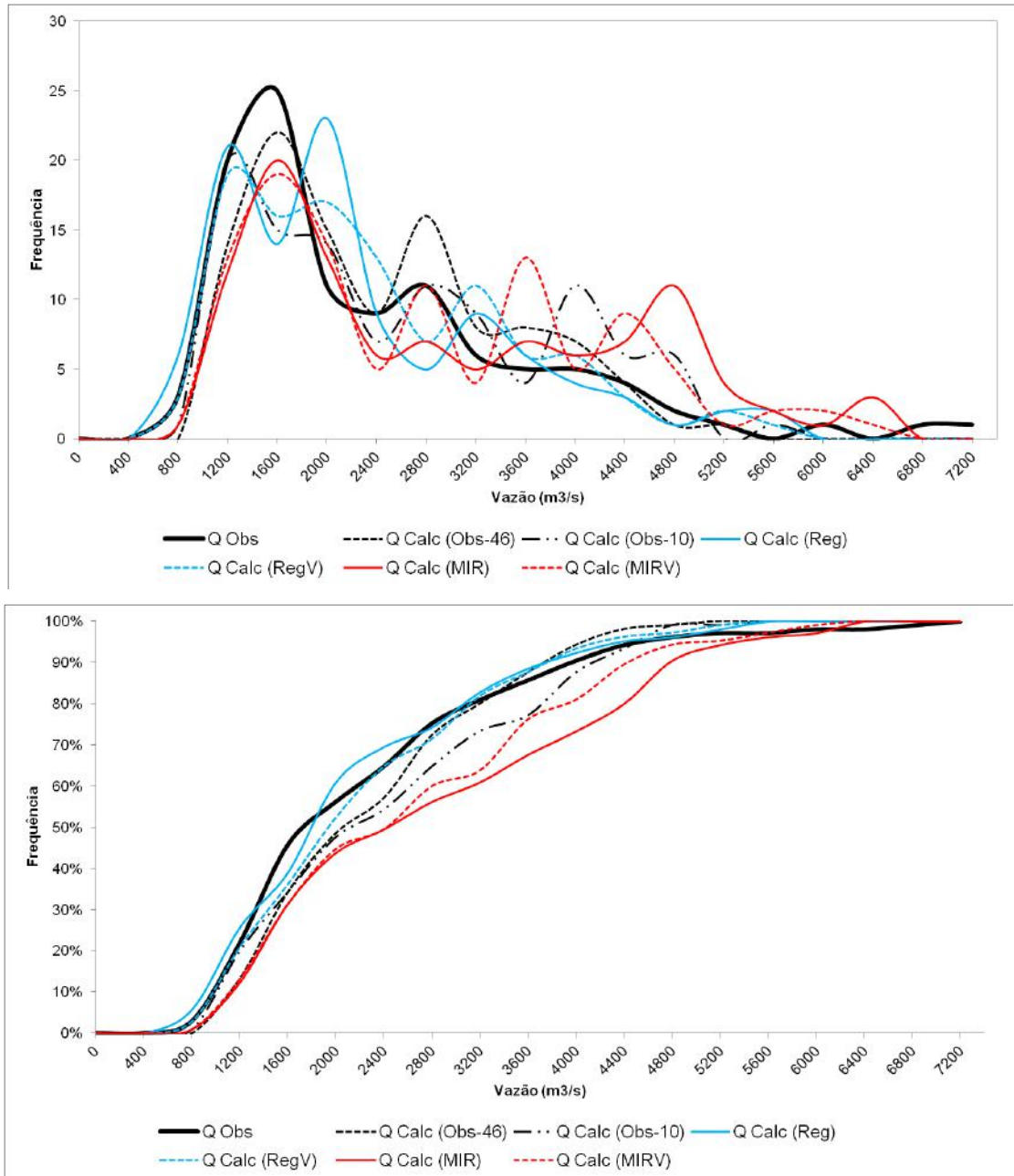


Figura 4.2.11: Frequência (superior) e frequência relativa cumulativa (inferior) das vazões observadas e calculadas pelo SMAP para a BHAV no período da validação 2.

Outra maneira interessante de se analisar os dados é verificar como eles estão distribuídos ou localizados nas séries temporais observada e calculadas. Para isso, utilizou-se os quantis a partir das respectivas séries em ordem crescente no período da validação 2. Basicamente, os quantis dividem os dados (em ordem crescente) em subconjuntos q de dados de igual tamanho. Os quantis são estabelecidos a partir de pontos de corte que determinam as fronteiras entre os subconjuntos consecutivos. Aqui foram usados os quantis $q_{0,05}$, $q_{0,25}$, $q_{0,5}$, $q_{0,75}$ e $q_{0,95}$. A figura 4.2.12 apresenta os quantis de cada uma das séries mensais de vazões observadas e previstas pelo SMAP para o período da validação 2. O cálculo da vazão com Reg e RegV obteve quantis muito melhor posicionados do que quando se utilizou as chuvas do modelo MIROC. Isto foi notado especialmente nos quantis de $q_{0,5}$, $q_{0,75}$ e $q_{0,95}$. Em relação a remoção do viés da precipitação, verifica-se que esta foi mais eficiente com a chuva do modelo global (que foi notado também na figura 4.2.11 inferior), até porque quando se utilizou a chuva do modelo regional, o posicionamento dos quantis já foi bastante semelhante aos dados observados.

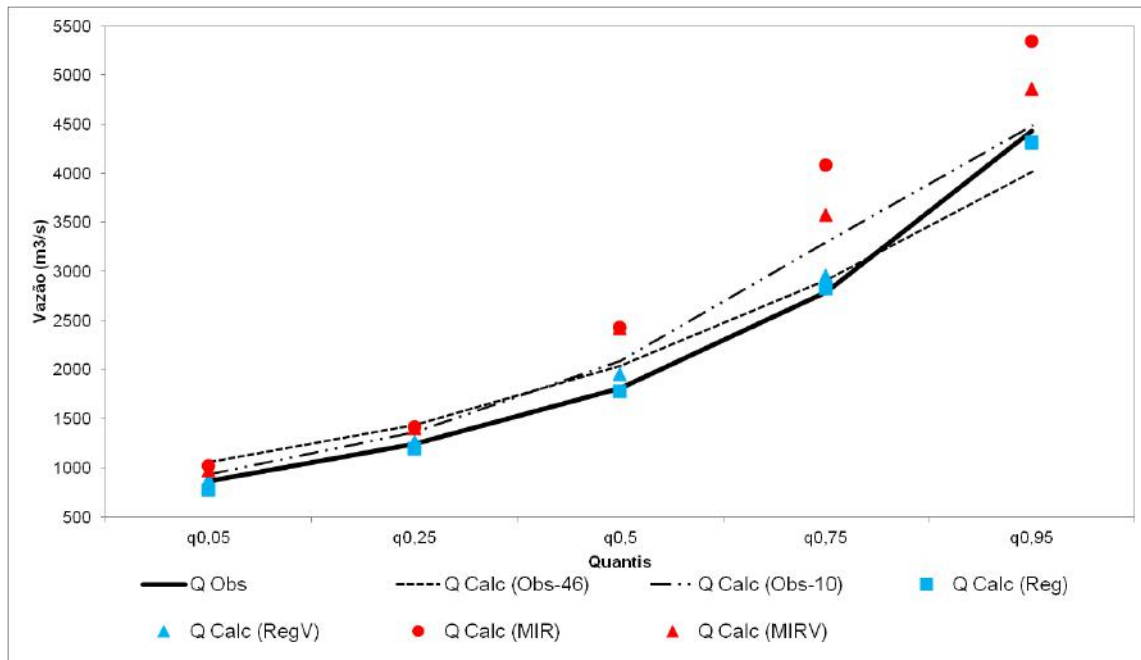


Figura 4.2.12: Quantis $q_{0,05}$, $q_{0,25}$, $q_{0,5}$, $q_{0,75}$ e $q_{0,95}$ das séries mensais de vazões observada e calculadas pelo SMAP para o período da validação 2. Os quantis da série observada estão representadas pela linha preta.

De uma maneira geral, os resultados mostraram como o *downscaling* (regionalização) dinâmico realizado ajudou a melhorar os resultados na simulação da chuva. É importante salientar que não é só o aumento de resolução de modelos que é importante, mas também trabalhar com modelos atmosféricos que tratem de maneira mais adequada os processos sub grade da modelagem numérica, relacionados com parâmetros importantes para a ocorrência de precipitação como a convecção, formação de nuvens, topografia, vegetação, etc. Em tese, sempre se esperam melhores resultados quando as partes física e dinâmica são tratadas de maneira mais realística. É praticamente o que se pôde notar aqui nos resultados apresentados. Na prática, pôde-se perceber que a simulação de chuva mais realista, conseguida através do *downscaling* dinâmico, possibilitou simular as vazões da UHE Água Vermelha de maneira mais realista também. É importante deixar claro que mesmo a utilização da chuva observada acarreta em erros no cálculo da vazão, o que mostra a importância de se aprimorar os modelos hidrológicos, seja na sua parte física, seja na metodologia empregada por eles.

O método de remoção de viés também possibilitou a melhora na simulação das vazões na BHAV, tanto quando utilizou as chuvas do modelo regional, quanto quando utilizou as chuvas do modelo global. A boa aplicabilidade desta metodologia será de extrema importância para as simulações utilizando os cenários climáticos do IPCC (A1B e B1), já que essa remoção de viés será utilizada nas previsões de precipitação geradas pelo modelo regional de clima RegCM e pelo modelo global MIROC utilizando esses cenários climáticos.

5. Resultados - Clima Futuro

Novamente os resultados foram divididos na parte da modelagem atmosférica e na parte da modelagem hidrológica. E cada uma dessas partes ainda foi dividida em períodos fatiados de 30 anos, sendo o primeiro entre 2011 e 2040, o segundo entre 2041 e 2070 e o terceiro entre 2071 e 2100.

5.1. Modelagem Atmosférica

Aqui foram analisados os cenários atmosféricos em se tratando de temperatura à superfície e precipitação gerados pelos dois modelos (RegCM e MIROC) utilizando os cenários de mudanças climáticas do IPCC A1B e B1. De fato, os resultados aqui apresentados representam as diferenças ou anomalias em relação ao clima presente de cada um dos modelos, entre 1971 e 2000, e que foi tema de estudo do capítulo anterior. Posteriormente, os dados de precipitação dos dois modelos para o século XXI, entre 2011 e 2100, foram utilizados pelo modelo hidrológico do tipo chuva-vazão SMAP para serem gerados os cenários de vazão na BHRG sob os dois cenários do IPCC.

5.1.1. Cenários de Temperatura e Precipitação para o período 2011-2040

A figura 5.1 exibe as anomalias médias de precipitação dos dois modelos atmosféricos para os trimestres DJF e JJA, assim como em termos anuais para o cenário B1, para o período entre 2011 e 2040. A figura 5.2 exibe o mesmo padrão, porém para o cenário A1B. Fica bem nítido que não há diferenças significativas entre os dois cenários (B1 e A1B). Isso é reflexo das poucas diferenças que existem entre eles nesses primeiros 30 anos em termos das concentrações de CO₂, como pode ser visto na figura 2.1, que mostra as concentrações proveniente de diversas cenários climáticos do IPCC. No entanto, diferenças marcantes são observadas quando se comparam as anomalias de

precipitação geradas pelos modelos regional e global de clima. O MIROC sinaliza em DJF redução de precipitação na parte central e leste do Brasil e pequenos incrementos nas regiões Sul e Norte e, em JJA, redução no norte do continente. Já o modelo regional RegCM, apresenta diminuição de precipitação mais significativa na parte central e norte do continente, assim como no Oceano Atlântico na área de atuação da ZCAS. Interessante observar que na maior parte da área da BHRG a tendência é de diminuição da chuva da ordem de -2 mm/dia na estação úmida, o que resultaria 180 mm a menos nesse período, o que a priori poderia resultar em redução de vazão na bacia. No inverno, assim como o modelo global, o RegCM também prevê diminuição da chuva no norte do continente, porém levemente mais intensa. Além disso, apresenta uma redução no Oceano Atlântico, na área de atuação da ASAS.

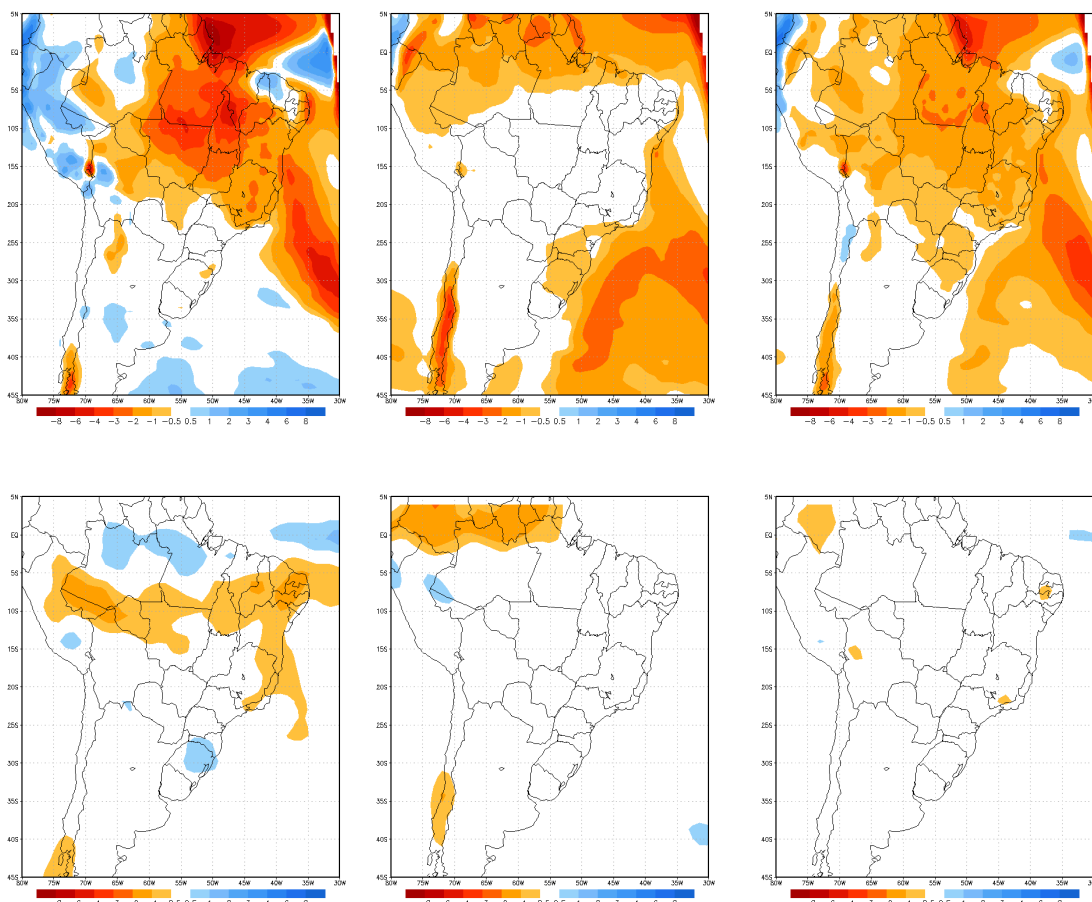


Figura 5.1: Anomalias de precipitação (mm/dia) para os períodos DJF (esquerda), JJA (centro) e anual (direita) entre 2011 e 2040 geradas pelos modelos RegCM (superior) e MIROC (inferior) sob o cenário de mudança climática B1 do IPCC.

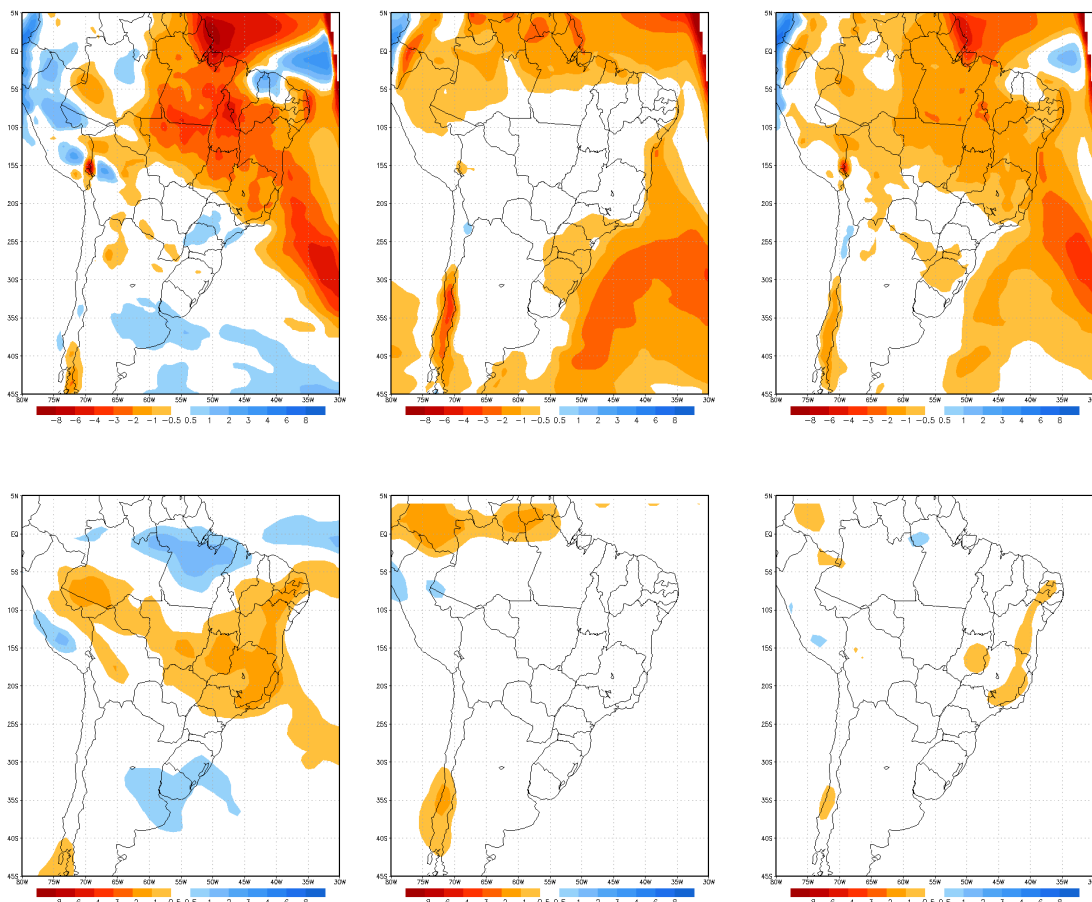


Figura 5.2: Semelhante à figura 5.1, mas para o cenário de mudança climática A1B do IPCC.

A figura 5.3 exibe as anomalias médias trimestrais (DJF e JJA) e anuais de temperatura à superfície geradas pelos modelos atmosféricos RegCM e MIROC para o cenário B1, tendo como referência o período entre 2011 e 2040. A figura 5.4 exibe o mesmo padrão, porém para o cenário A1B. Como no caso da precipitação, na temperatura também não se observam diferenças significativas entre os dois cenários climáticos B1 e A1B. Os dois modelos concordam que o aquecimento maior se dá no trimestre JJA, sendo que o MIROC resulta em anomalias máximas no centro do Brasil, enquanto o RegCM as posiciona um pouco mais ao norte. É bastante notório que há uma contradição nas anomalias de temperatura no Oceano Atlântico, estando o modelo

regional apontando para resfriamento no período 2011-2040 e o modelo global sugerindo leve aquecimento no mesmo período.

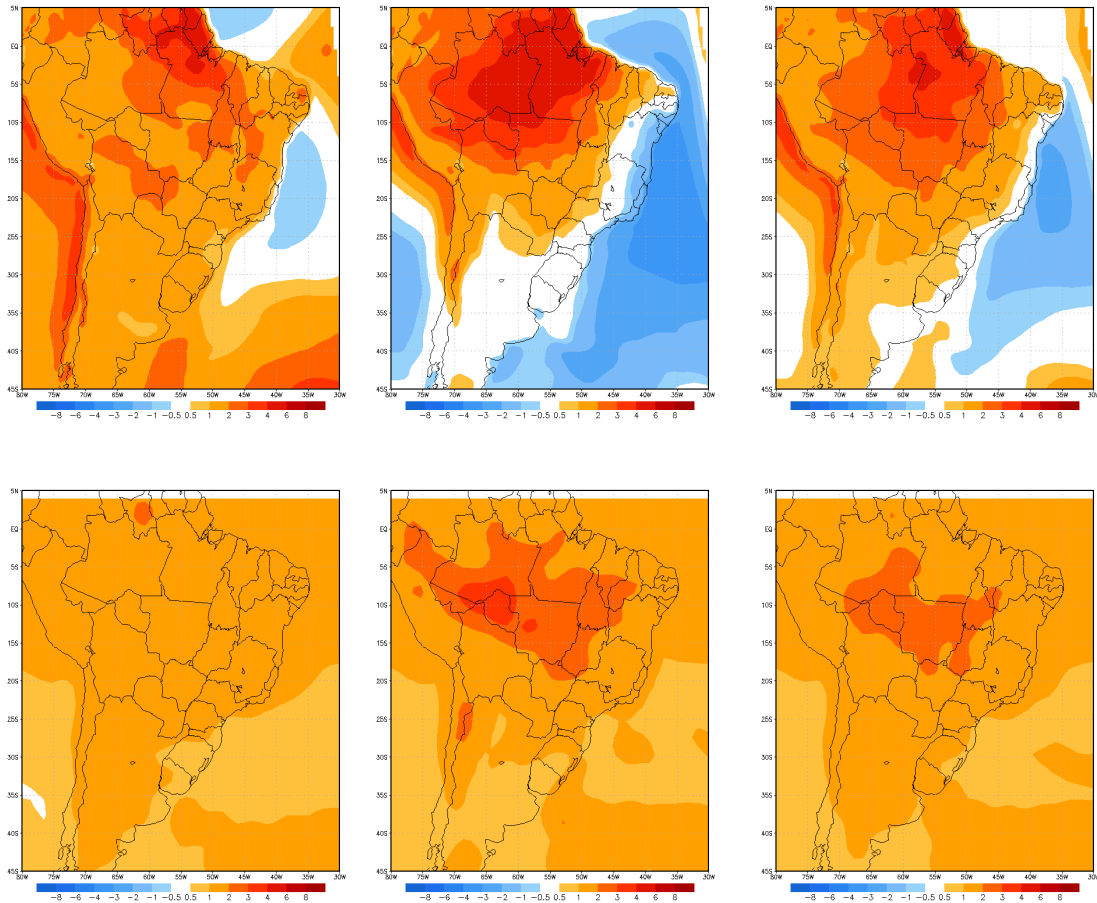


Figura 5.3: Anomalias de temperatura à superfície (°C) para os períodos DJF (esquerda), JJA (centro) e anual (direita) entre 2011 e 2040 geradas pelos modelos RegCM (superior) e MIROC (inferior) sob o cenário de mudança climática B1 do IPCC.

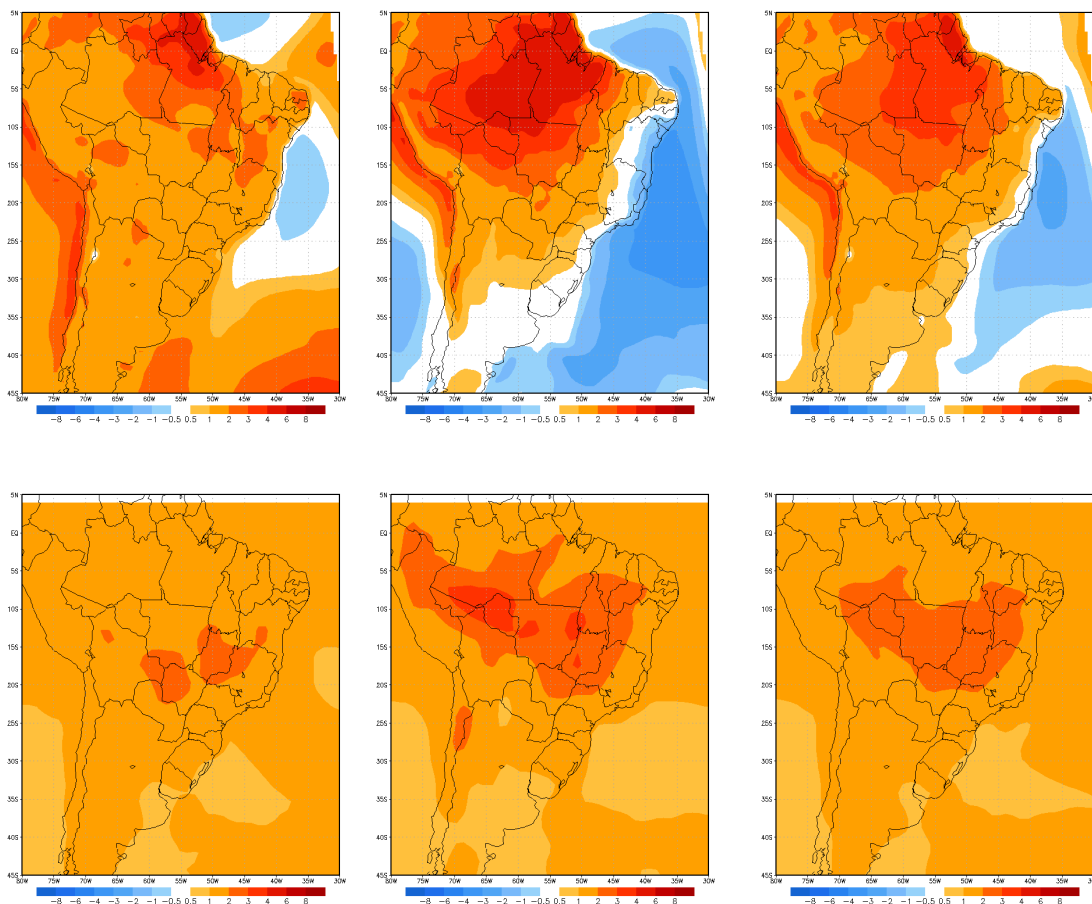


Figura 5.4: Semelhante à figura 5.3, mas para o cenário de mudança climática A1B do IPCC.

A figura 5.5 exibe as anomalias mensais de precipitação em mm para o período entre 2011 e 2040 utilizando os cenários B1 e A1B para as regiões AMZ, NEB, SE e SUL. Vale lembrar que essas anomalias em cada uma das regiões foram calculadas já considerando a remoção de viés, que foi calculada e validada no capítulo anterior. Nota-se que praticamente não existem diferenças entre os cenários B1 e A1B. Já entre os modelos, observa-se que o RegCM tende a intensificar a redução de precipitação, mesmo em situações em que o modelo MIROC apresenta anomalias positivas. Na região SE, onde se localiza a BHRG, os modelos preveem redução da chuva entre outubro e abril, durante toda a estação chuvosa, o que provavelmente irá impactar a intensidade da vazão nessa bacia, e que será analisado no capítulo 5.2.

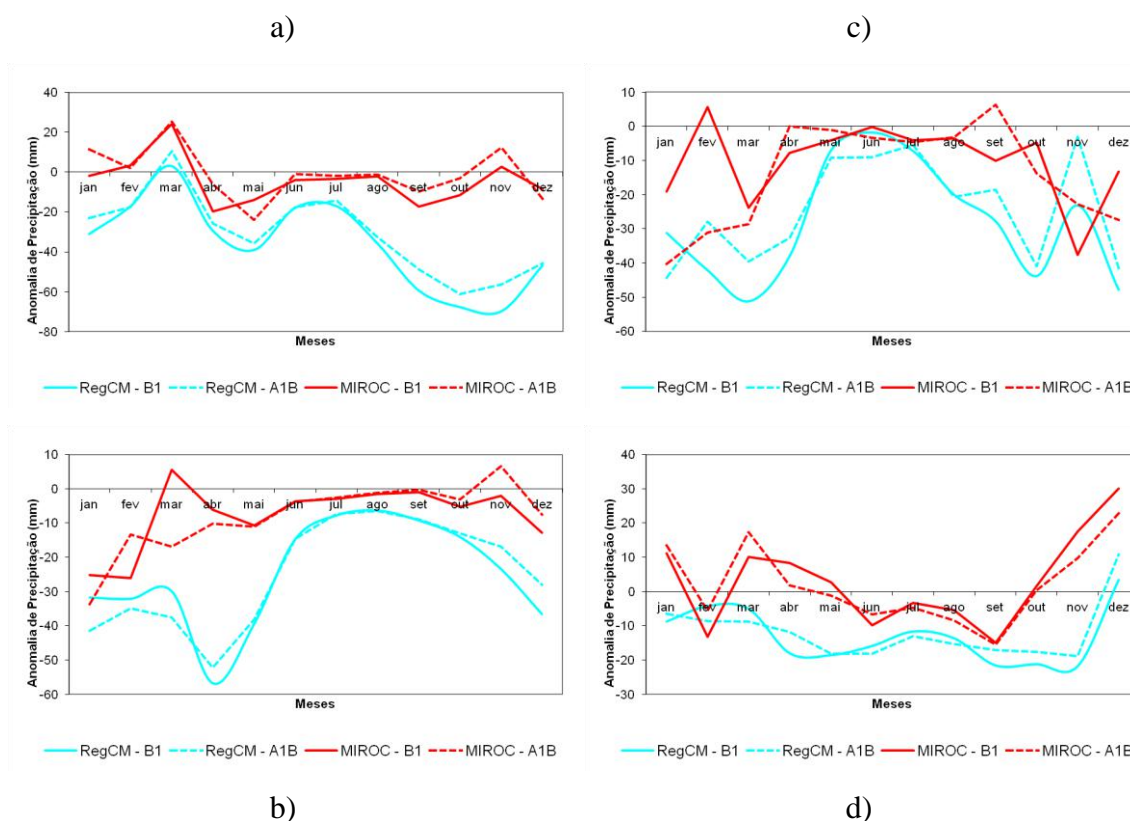


Figura 5.5: Anomalias mensais médias de precipitação (mm) entre 2011 e 2040 dos modelos RegCM e MIROC para os cenários B1 e A1B. Sub-regiões: AMZ (a), NEB (b), SE (c) e SUL (d).

5.1.2. Cenários de Temperatura e Precipitação para o período 2041-2070

A figura 5.6 exhibe as anomalias médias de precipitação dos modelos RegCM e MIROC para os trimestres DJF e JJA, assim como em termos anuais para o cenário B1, para o período entre 2041 e 2070. A figura 5.7 exhibe o mesmo padrão, porém para o cenário A1B. Nesse período já são notadas diferenças entre os cenários, especialmente para os resultados do RegCM que, nesse caso, exhibe anomalias de precipitação um pouco mais intensas no cenário A1B. Ainda sobre o modelo regional, em DJF continua o prognóstico de diminuição da chuva sobre a parte central e norte do Brasil, assim como no Atlântico Sul. Além disso, fica mais evidente uma tendência ao aumento de chuva no cone sul da América do Sul, principalmente no cenário A1B. Em JJA, o padrão se manteve em relação ao que foi reportado no período 2011-2040, ou seja, redução da precipitação no norte do continente e no Atlântico Sul. Em relação ao

modelo global MIROC, parece haver uma tendência de intensificar ainda mais a chuva na região equatorial em DJF, enquanto que as anomalias negativas na parte central e leste do Brasil tendem a ficar mais amenas. Em JJA o padrão de redução de precipitação no norte do continente se mantém semelhante ao que foi previsto para o período 2011-2040.

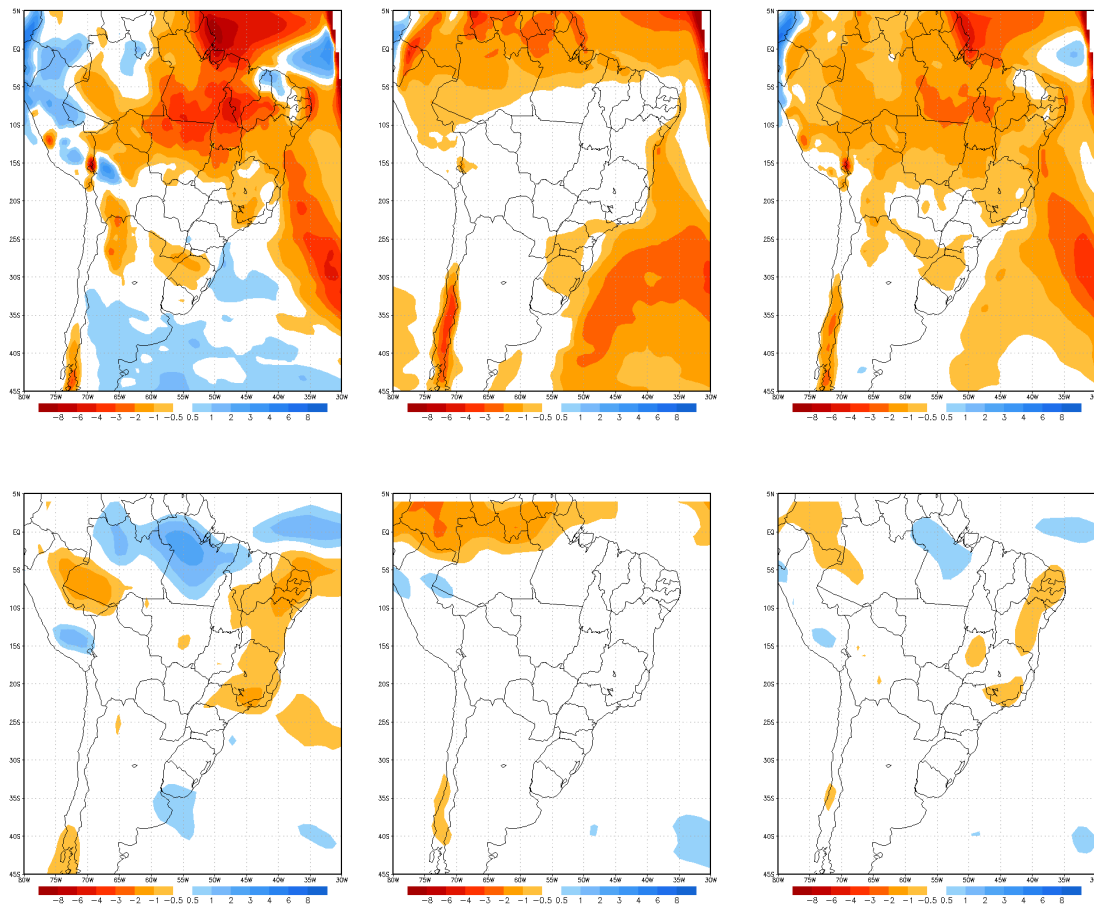


Figura 5.6: Anomalias de precipitação (mm/dia) para os períodos DJF (esquerda), JJA (centro) e anual (direita) entre 2041 e 2070 geradas pelos modelos RegCM (superior) e MIROC (inferior) sob o cenário de mudança climática B1 do IPCC.

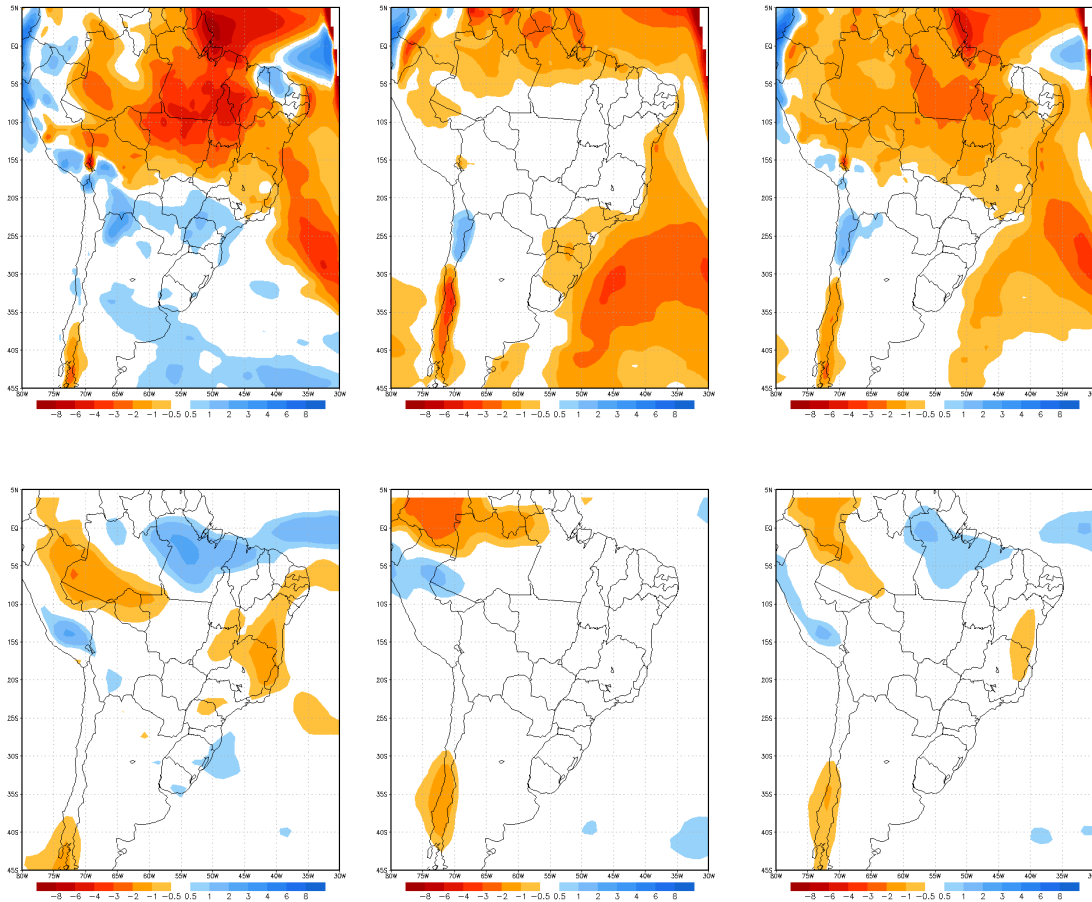


Figura 5.7: Semelhante à figura 5.6, mas para o cenário de mudança climática A1B do IPCC.

A figura 5.8 e a figura 5.9 exibem as anomalias médias trimestrais (DJF e JJA) e anuais de temperatura à superfície geradas pelos modelos RegCM e MIROC para o cenário B1 e A1B, respectivamente, tendo como referência o período entre 2041 e 2070. Diferentemente do período entre 2011 e 2040, quando não existiam diferenças entre os dois cenários climáticos B1 e A1B, no período entre 2041 e 2070 notam-se anomalias positivas de temperatura mais intensas no cenário A1B. Novamente, as maiores elevações de temperatura ocorrem no trimestre JJA e, quando se comparam os dois modelos, o maior aquecimento é apresentado no modelo regional RegCM. Como no período anterior, o modelo regional continua a prognosticar resfriamento sobre o Oceano Atlântico Sul em JJA nos dois cenários climáticos.

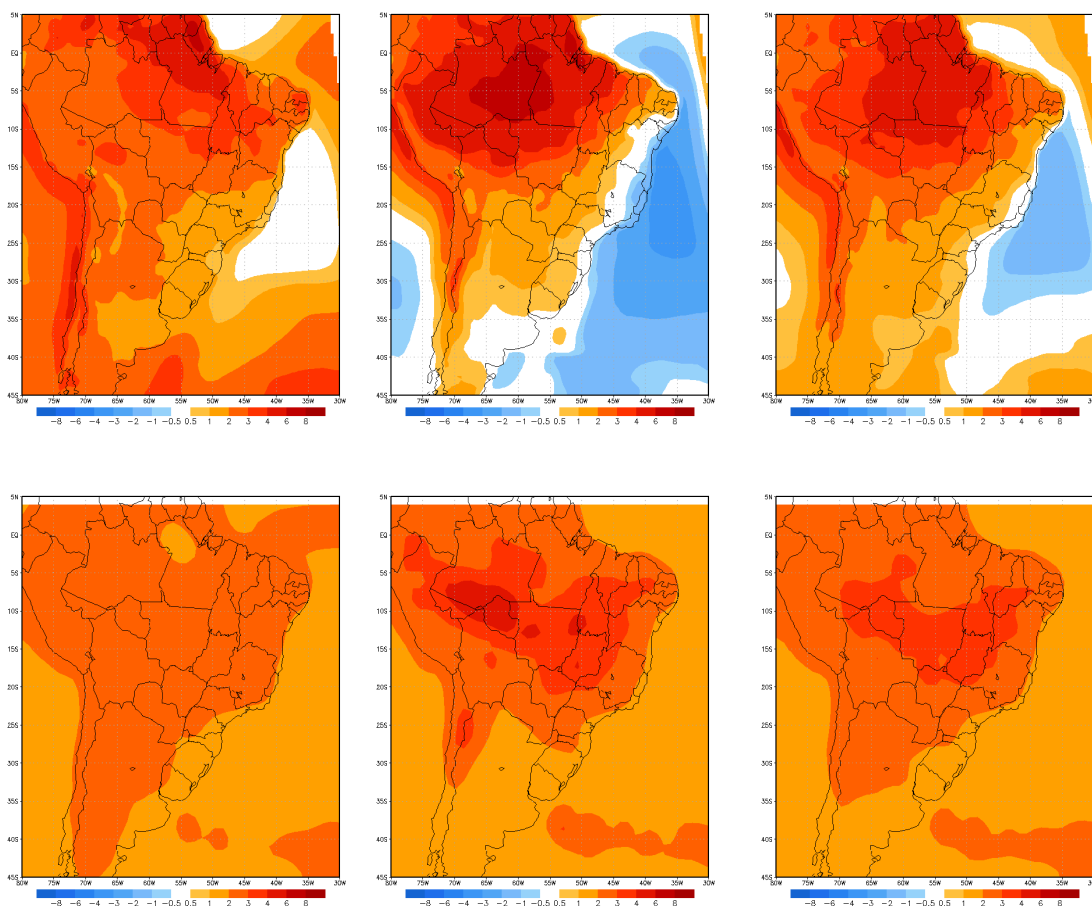


Figura 5.8: Anomalias de temperatura à superfície (°C) para os períodos DJF (esquerda), JJA (centro) e anual (direita) entre 2041 e 2070 geradas pelos modelos RegCM (superior) e MIROC (inferior) sob o cenário de mudança climática B1 do IPCC.

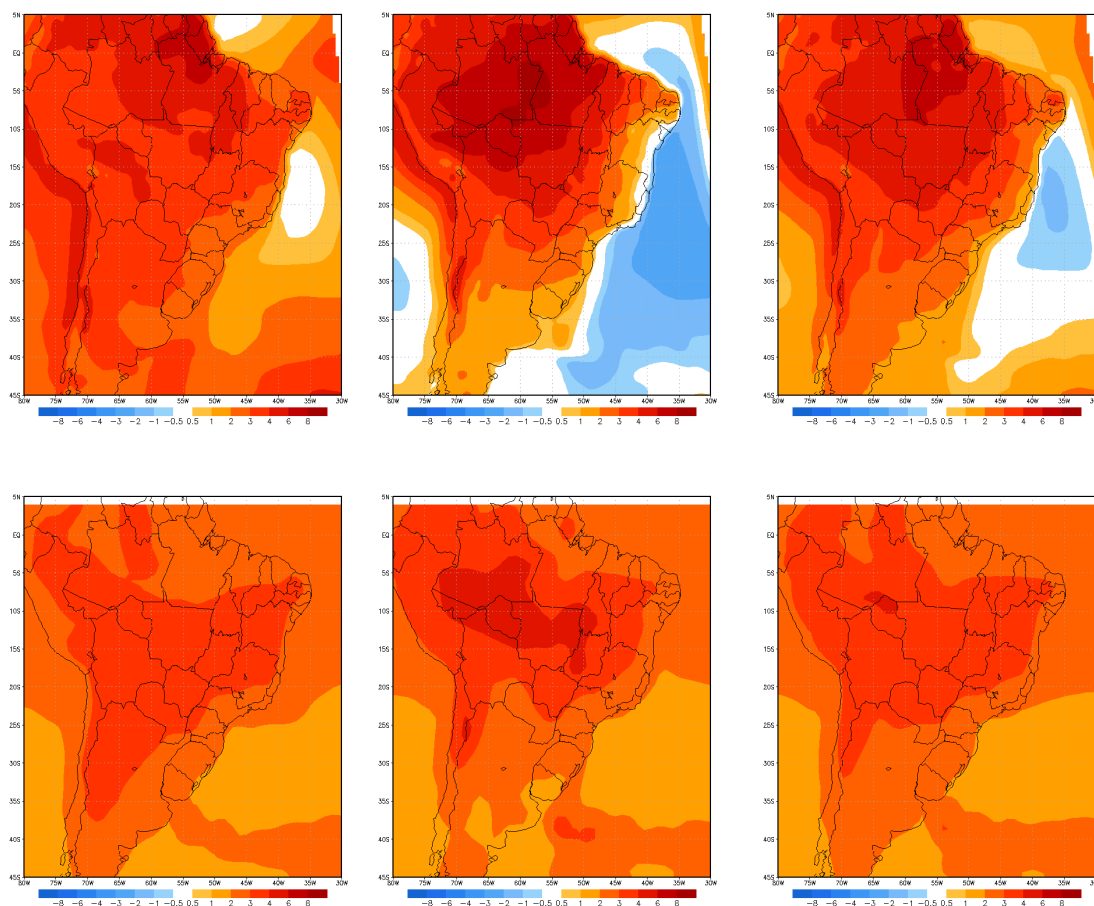


Figura 5.9: Semelhante à figura 5.8, mas para o cenário de mudança climática A1B do IPCC.

A figura 5.10 exibe as anomalias mensais de precipitação em mm para o período entre 2041 e 2070 utilizando os cenários B1 e A1B para as regiões AMZ, NEB, SE e SUL. Nota-se uma divergência maior entre os cenários B1 e A1B, exceto na região SE. Nas regiões AMZ, NEB e SE, o modelo MIROC apresenta poucas variações em relação ao clima presente. Já na SUL a tendência é de aumento da intensidade da chuva. Já o modelo RegCM intensifica a diminuição da precipitação nas regiões AMZ e NEB. Na região SUL, enquanto o cenário B1 aponta para redução da precipitação, o A1B sinaliza chuva próxima das médias atuais. Na região SE, a tendência continua de diminuição das chuvas nesse período, porém em menor grau do que apresentado no período entre 2011 e 2040.

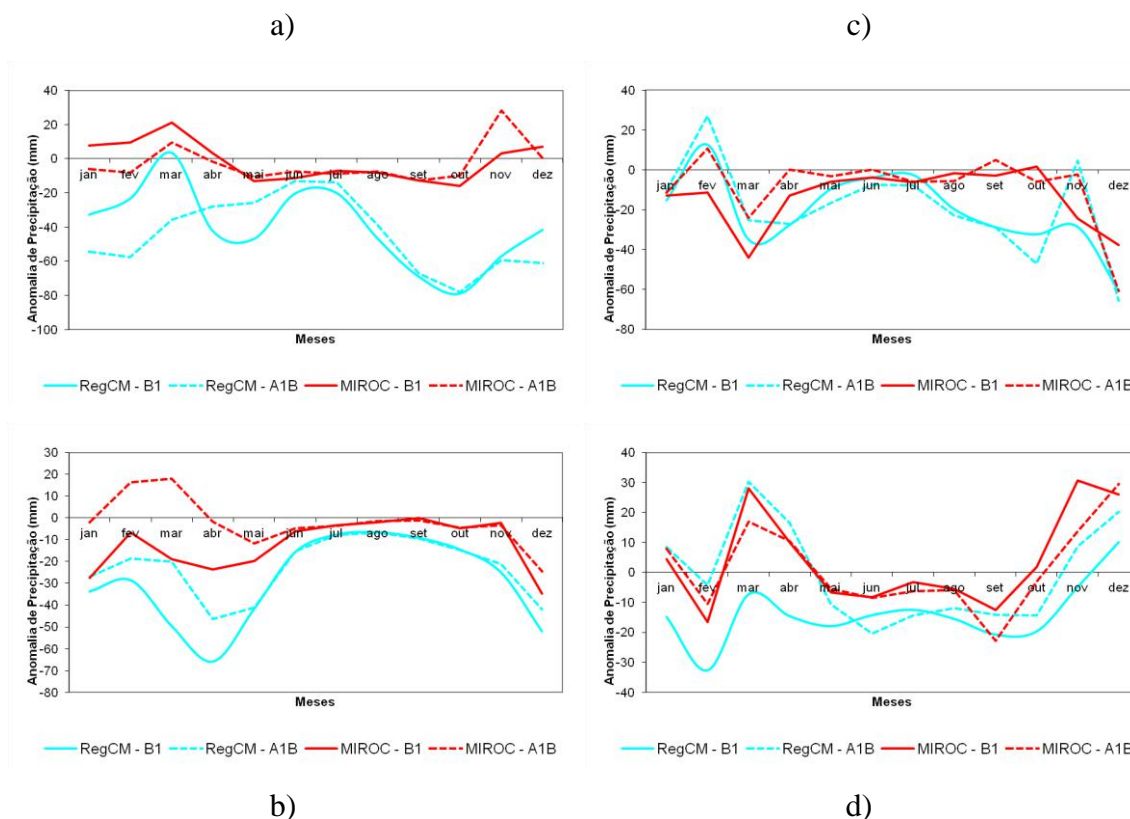


Figura 5.10: Anomalias mensais médias de precipitação (mm) entre 2041 e 2070 dos modelos RegCM e MIROC para os cenários B1 e A1B. Sub-regiões: AMZ (a), NEB (b), SE (c) e SUL (d).

5.1.3. Cenários de Temperatura e Precipitação para o período 2071-2100

A figura 5.11 e a figura 5.12 exibem as anomalias médias de precipitação dos modelos RegCM e MIROC para os trimestres DJF e JJA, assim como em termos anuais para o cenário B1 e A1B, respectivamente, para o período entre 2071 e 2100. Os padrões de anomalias previstos para o período anterior mantém-se. O modelo RegCM continua a prever redução das chuvas no centro e norte do Brasil e também no Atlântico Sul, sendo que essas características são mais intensas no cenário A1B. Outro fato mais marcante no cenário do A1B do modelo regional é o aumento da chuva no cone sul da América do Sul, que está mais intensa do que nos períodos anteriores. Já o modelo MIROC parece intensificar o aumento das chuva na região equatorial nos dois cenários, sendo que no A1B, ele também sinaliza o aumento da precipitação na região Sul do Brasil.

O trabalho de AMBRIZZI *et al.* (2007), que faz projeções do clima futuro para o período de 2071 a 2100 utilizando os cenários do IPCC B2 e A2 com um modelo global e três modelos regionais, inclusive o RegCM3, também apresenta tendências semelhantes quanto aos cenários de precipitação nesses dois períodos, com anomalias mais significativas em DJF e no cenário com maior concentração de CO₂, no caso o A2.

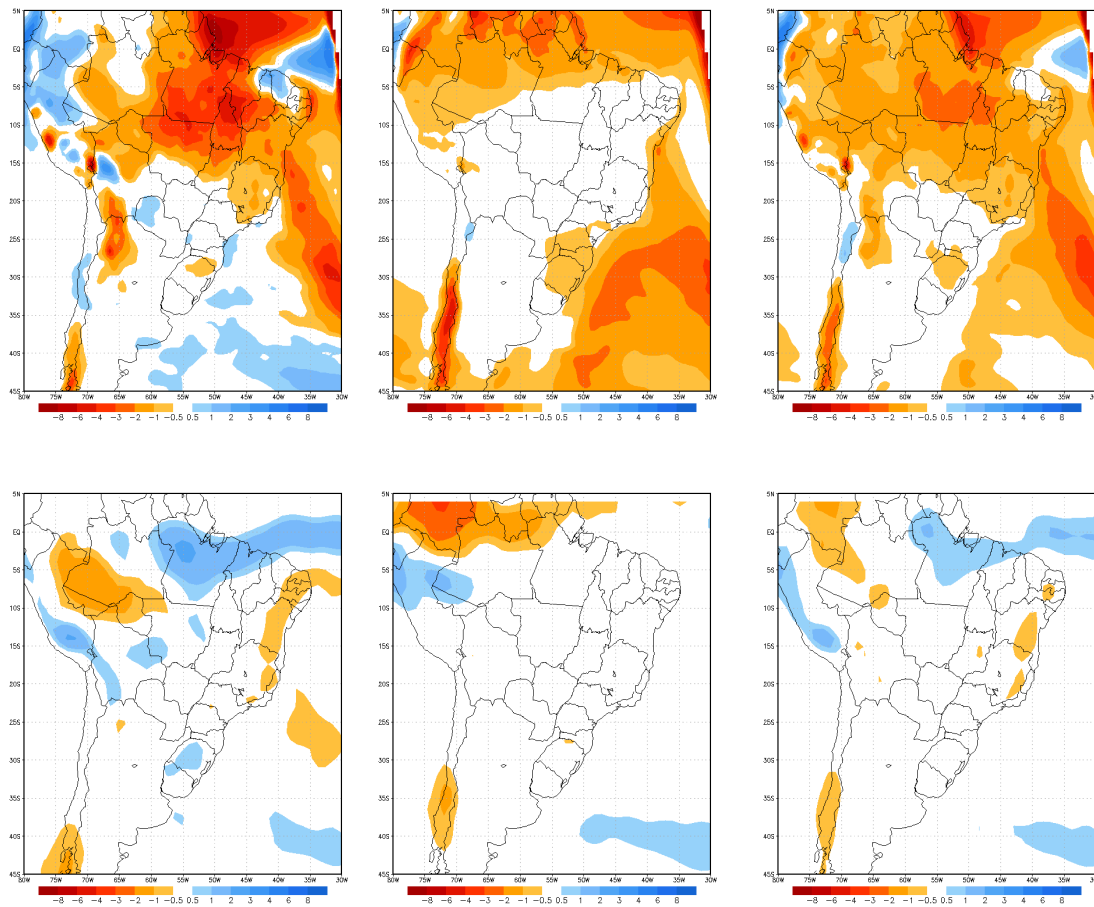


Figura 5.11: Anomalias de precipitação (mm/dia) para os períodos DJF (esquerda), JJA (centro) e anual (direita) entre 2071 e 2100 geradas pelos modelos RegCM (superior) e MIROC (inferior) sob o cenário de mudança climática B1 do IPCC.

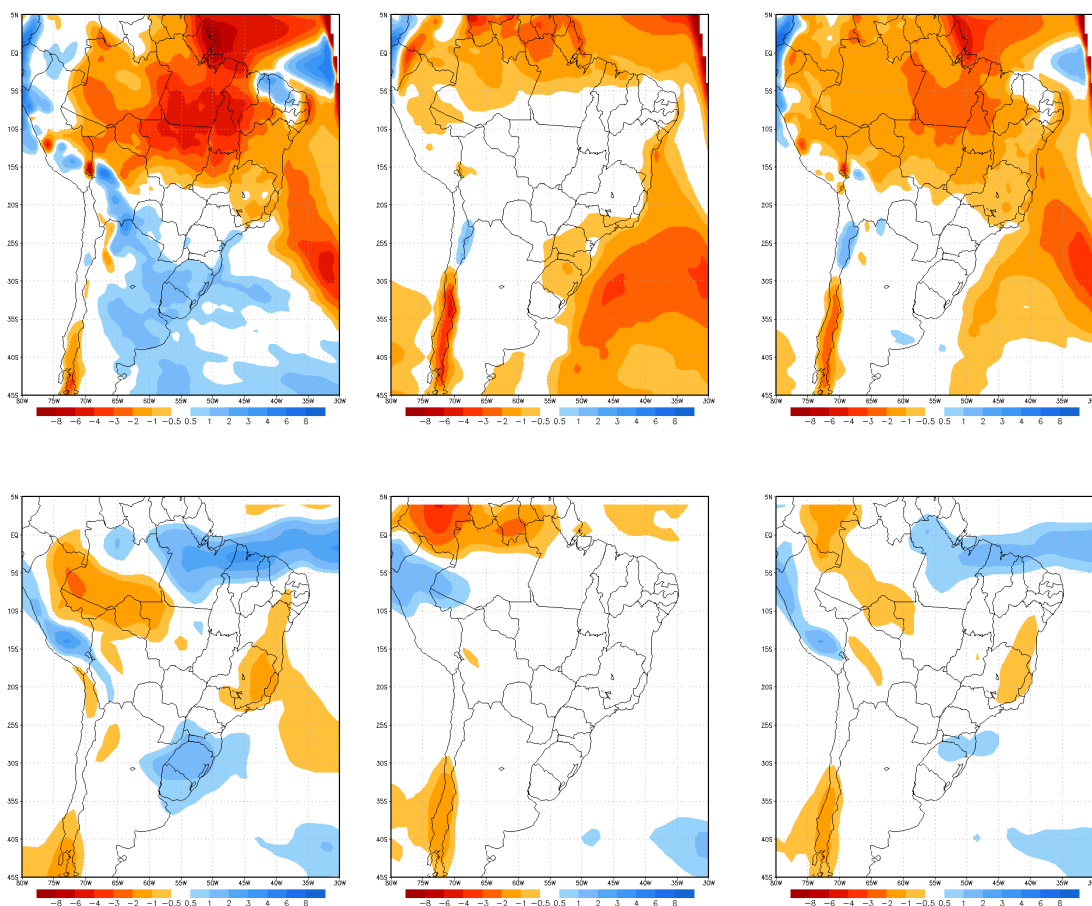


Figura 5.12: Semelhante à figura 5.11, mas para o cenário de mudança climática A1B do IPCC.

A figura 5.13 e a figura 5.14 mostram as anomalias médias trimestrais (DJF e JJA) e anuais de temperatura à superfície geradas pelos modelos RegCM e MIROC para o cenário B1 e A1B, respectivamente, tendo como referência o período entre 2071 e 2100. Novamente, nota-se maior elevação das temperaturas no cenário A1B em comparação ao B1, nesses últimos 30 anos do século XXI. Isto se deve ao fato de que as concentrações de CO_2 nesse período são bem maiores no cenário A1B do que no B1. Em relação aos dois modelos, o aquecimento é maior no modelo regional do que no global e ambos apresentam maiores anomalias no trimestre JJA. Nota-se também que as anomalias negativas do RegCM no Oceano Atlântico Sul diminuem em relação aos períodos anteriores, especialmente no cenário A1B.

No trabalho de AMBRIZZI *et al.* (2007), os modelos regionais também indicaram elevações de temperatura no centro-norte do continente, com os maiores incrementos ocorrendo no cenário mais emissor de CO₂ (A2). Porém, diferente dos cenários apresentados aqui, nos quais as maiores anomalias ocorrem no trimestre JJA, nos cenários apresentados pelos autores não houve uma unanimidade nessa questão (por exemplo, o RegCM3 aponta maior aquecimento no trimestre DJF). Aqui, o próprio modelo global parece ter desempenhado um papel fundamental, pois assim como o RegCM, o MIROC também apresentou maiores anomalias de temperatura à superfície em JJA em todos os períodos de 30 anos no século XXI.

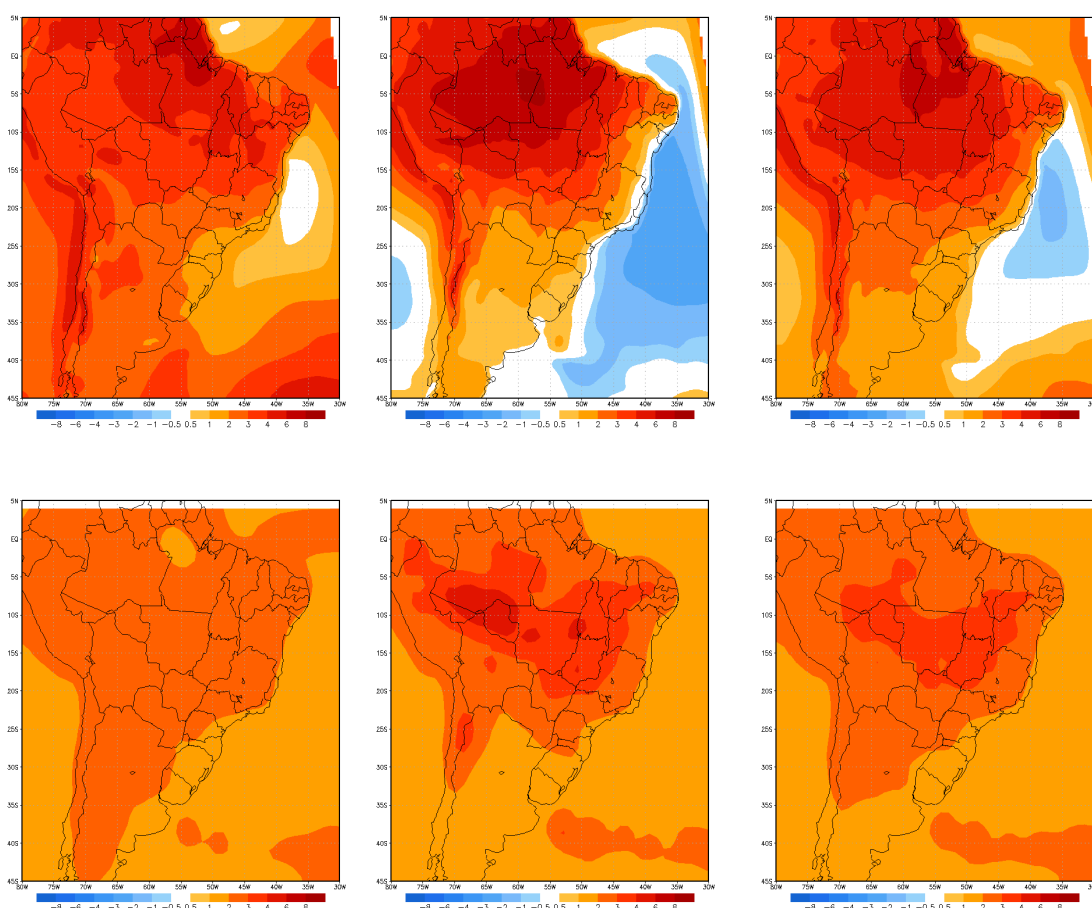


Figura 5.13: Anomalias de temperatura à superfície (°C) para os períodos DJF (esquerda), JJA (centro) e anual (direita) entre 2071 e 2100 geradas pelos modelos RegCM (superior) e MIROC (inferior) sob o cenário de mudança climática B1 do IPCC.

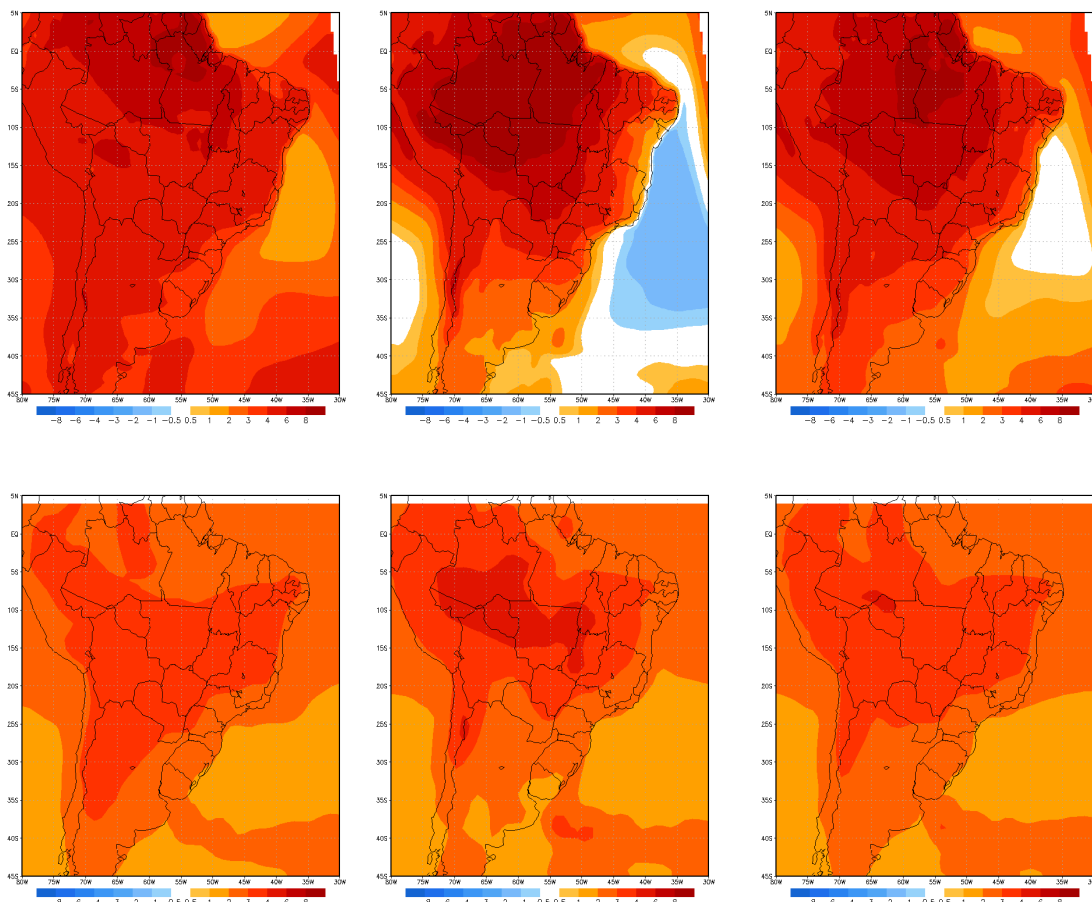


Figura 5.14: Semelhante à figura 5.13, mas para o cenário de mudança climática A1B do IPCC.

A figura 5.15 exibe as anomalias mensais de precipitação em mm para o período entre 2071 e 2100 utilizando os cenários B1 e A1B para as regiões AMZ, NEB, SE e SUL. Observa-se que os modelos atmosféricos divergem em alguns momentos nas suas previsões, especialmente nas regiões AMZ e NEB. Nota-se que o modelo RegCM tende a intensificar a redução da chuva nas regiões AMZ e NEB, quando comparado aos períodos anteriores. Na região SUL, exceto pelo cenário B1 do RegCM, há uma tendência à elevação da quantidade de chuva ao longo do ano. Em relação à região SE, considerando os dois cenários climáticos, ambos os modelos preveem condições próximas à normalidade na estação seca (meio do ano) e condições de chuva abaixo do normal na estação chuvosa (de outubro a abril).

No trabalho de AMBRIZZI *et al.*, que também analisou o ciclo sazonal de chuva em regiões específicas semelhantes à AMZ e NEB no período 2071-2100, também foi verificado que o modelo RegCM3 produzia uma redução mais acentuada da chuva nos trimestres SON e DJF (AMZ) e DJF e MAM (NEB), bastante semelhante aos cenários produzidos aqui para estas duas regiões.

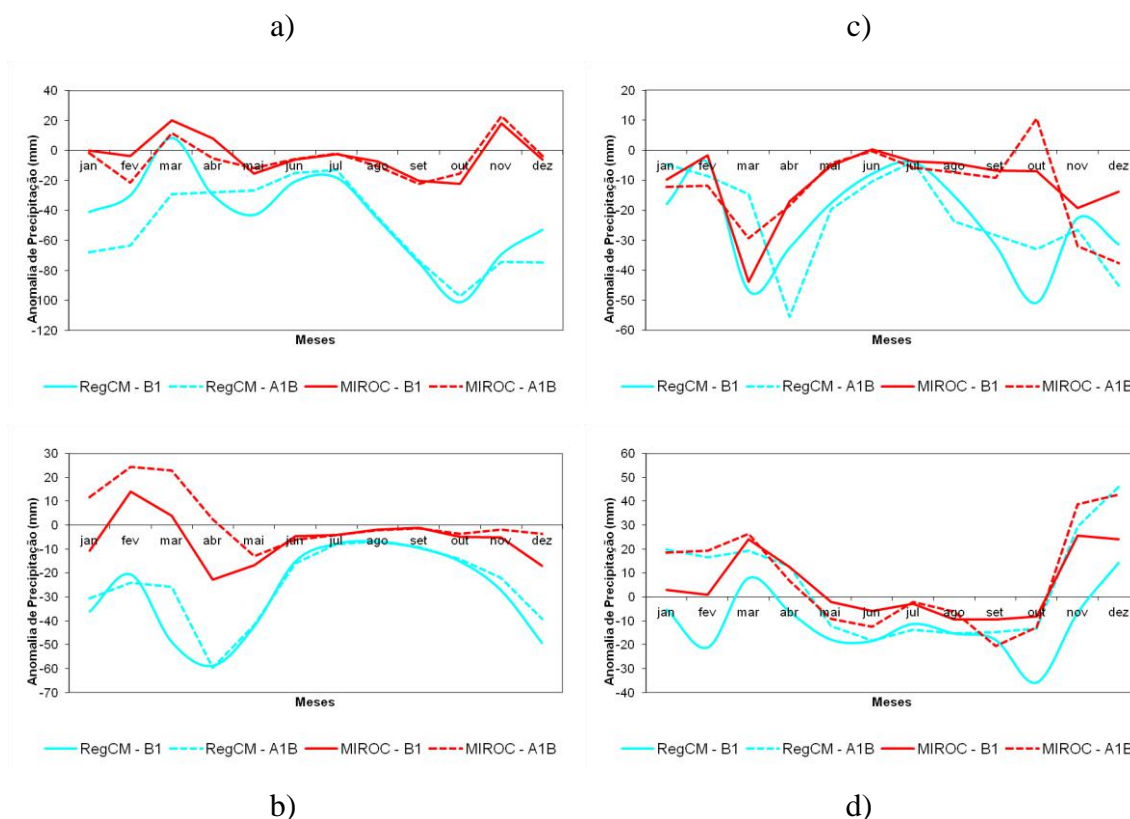


Figura 5.15: Anomalias mensais médias de precipitação (mm) entre 2071 e 2100 dos modelos RegCM e MIROC para os cenários B1 e A1B. Sub-regiões: AMZ (a), NEB (b), SE (c) e SUL (d).

As projeções dos modelos climáticos globais e regionais contidas no último relatório do IPCC (CHRISTENSEN *et al.*, 2013) para os últimos 30 anos do século XXI (2071-2100) para a América do Sul indicam elevação da temperatura sobre todo o continente, com os máximos no sudeste da Amazônia em JJA, num padrão muito semelhante ao apresentado pelo modelo MIROC (figura 5.13 e figura 5.14). Em relação a chuva, o relatório relata que a confiança nas projeções aumentou do 4º para 5º relatório, já que mais modelos apresentam resultados semelhantes. As projeções com

modelos regionais de clima apresentadas mostram uma tendência à diminuição da chuva nas regiões AMZ e SE em DJF e JJA no período 2071-2100 para o cenário A1B, sendo a redução mais intensa na região AMZ, como também mostra a figura 5.15 (itens a e c). Já para a região SUL, os modelos indicam aumento de precipitação em DJF e JJA para o mesmo cenário, fato que aqui só se observa em DJF (figura 5.15d).

Um fato que chamou a atenção nas figuras que apresentam as anomalias mensais de precipitação nos períodos de 30 anos foi a característica de dipolo presente entre o fim da primavera e o início do outono entre as regiões SE e SUL (figura 5.5, figura 5.10 e figura 5.15, itens *c* e *d*). É possível observar que, quando a previsão de anomalia de precipitação fica positiva numa região num determinado mês, na outra esta previsão apresenta-se de maneira negativa, e vice-versa. Essa característica foi notada nos dos modelos atmosféricos e também nos dois cenários climáticos do IPCC. Esses resultados estão em linha com os apresentados em CHRISTENSEN *et al.* (2013). CHOU *et al.* (2014), utilizando o modelo regional ETA forçado com dois modelos globais (HadGEM2-ES e MIROC5) sob os cenários RCP 4.5 e 8.5, concluíram que no verão do hemisfério sul são esperados incrementos positivos de precipitação no sudeste da América do Sul (na região próxima ao sul do Brasil) e negativos na parte central do Brasil, incluindo a região sudeste brasileira. Esses resultados parecem indicar que as chuvas no verão sobre essas regiões poderão sofrer influências do posicionamento mais para sul da ZCAS ou de condições atmosféricas que favoreçam (desfavoreçam) a convecção na região SUL (SE).

5.1.4. Condições de TSM e Índice de Oscilação Sul no Século XXI

Diante das mudanças previstas em termos de precipitação para o século XXI, é interessante investigar possíveis causas que possam estar relacionadas a elas. Existem diversos padrões de variabilidades climáticas conhecidos, operando em diferentes escalas de tempo, que ocasionam anomalias de clima em outras regiões. Entre eles, está o ENOS (El Niño Oscilação Sul), um fenômeno de interação oceano-atmosfera que ocorre no Oceano Pacífico, e que atua na escala interanual, provocando impactos por

todo o globo, inclusive na América do Sul (RASMUSSEN e CARPENTER, 1982; KOUSKY *et al.*, 1984; ROPELEWSKI e HALPERT, 1987).

Para isso foram analisadas as TSMs no Pacífico Tropical e também o IOS (Índice de Oscilação Sul). Como comentado no capítulo 4.1.2, o IOS é uma das maneiras mais comumente usadas para verificar a ocorrência do ENOS (TROUP, 1965; TRENBERTH, 1984; ROPELEWSKI e JONES, 1987). O IOS é uma medida das flutuações de grande escala na pressão do ar que ocorrem entre o Pacífico tropical ocidental e oriental (ou seja, o estado da Oscilação Sul) durante os episódios de El Niño e La Niña. Tradicionalmente, este índice foi calculado com base nas diferenças de anomalia de pressão atmosférica entre Tahiti e Darwin, na Austrália. Em geral, a série temporal suavizada do IOS corresponde muito bem com as mudanças na temperatura dos oceanos em todo o Pacífico tropical oriental. A fase negativa do IOS representa pressão atmosférica abaixo do normal no Tahiti e acima do normal em Darwin. Períodos prolongados de valores negativos (positivos) do IOS coincidem com as águas do oceano anormalmente quentes (frias) em todo o leste do Pacífico tropical, típico de episódios El Niño (La Niña).

Para verificar as anomalias de TSM no Pacífico Tropical previstas pelo modelo MIROC entre 2011 e 2100 para os dois cenários do IPCC (B1 e A1B), foi escolhida a região chamada de Niño 3, entre 90°W e 150°W e 5°N e 5°S, como mostra a figura 5.16. Nessa figura também são exibidos outras regiões de Niños, onde também são calculadas anomalias de TSM, e também a localização de Darwin, na Austrália (12.4°S, 130.9°E), e Tahiti (17.5°S, 149.6°W), no Pacífico central. Vários métodos para cálculo do IOS (TROUP, 1965; TRENBERTH, 1984; ROPELEWSKI e JONES, 1987) utilizam as localizações de Darwin e Tahiti para calcular as flutuações atmosféricas que ocorrem no Oceano Pacífico relacionadas ao ENOS.

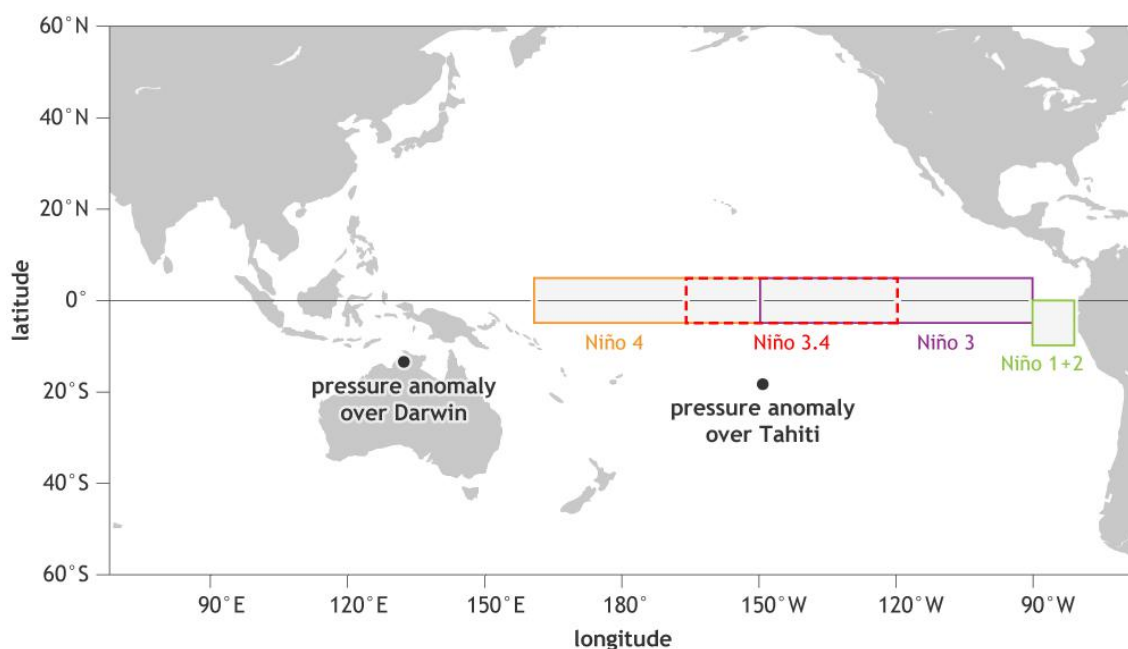


Figura 5.16: Regiões de NIÑOS e as localizações de Darwin, na Austrália (12.4°S, 130.9°E), e Tahiti (17.5°S, 149.6°W), no Pacífico central. FONTE: Adaptação de figuras criadas pela National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), disponíveis em: <https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/why-are-there-so-many-enso-indexes-instead-just-one>.

A figura 5.17 exibe as anomalias de TSM no Niño 3 previstas pelo MIROC para os cenários B1 e A1B entre 2011 e 2100, com relação ao período do clima presente, entre 1971 e 2000. É possível verificar que as TSMs previstas pelo modelo global indicam um aquecimento em relação ao clima presente, sendo que a taxa de aumento da temperatura é maior na primeira metade do século XXI, com as anomalias mais intensas tendo sido previstas para o final do período, especialmente no cenário A1B. Assim como o MIROC, vários outros modelos globais que foram utilizados no último relatório do IPCC (CHRISTENSEN *et al.*, 2013) também exibem esse aquecimento das TSMs no Oceano Pacífico central e leste. Analisando isoladamente as variações de TSM no Niño 3, poderíamos concluir que haveria uma condição de El Niño mais frequente no Oceano Pacífico. Entretanto, essa análise isolada pode conduzir a conclusões equivocadas, pois, num cenário de aquecimento global os oceanos também devem se aquecer e, além disso, é fundamental estabelecer padrões de flutuação que ocorram simultaneamente no Pacífico leste e oeste.

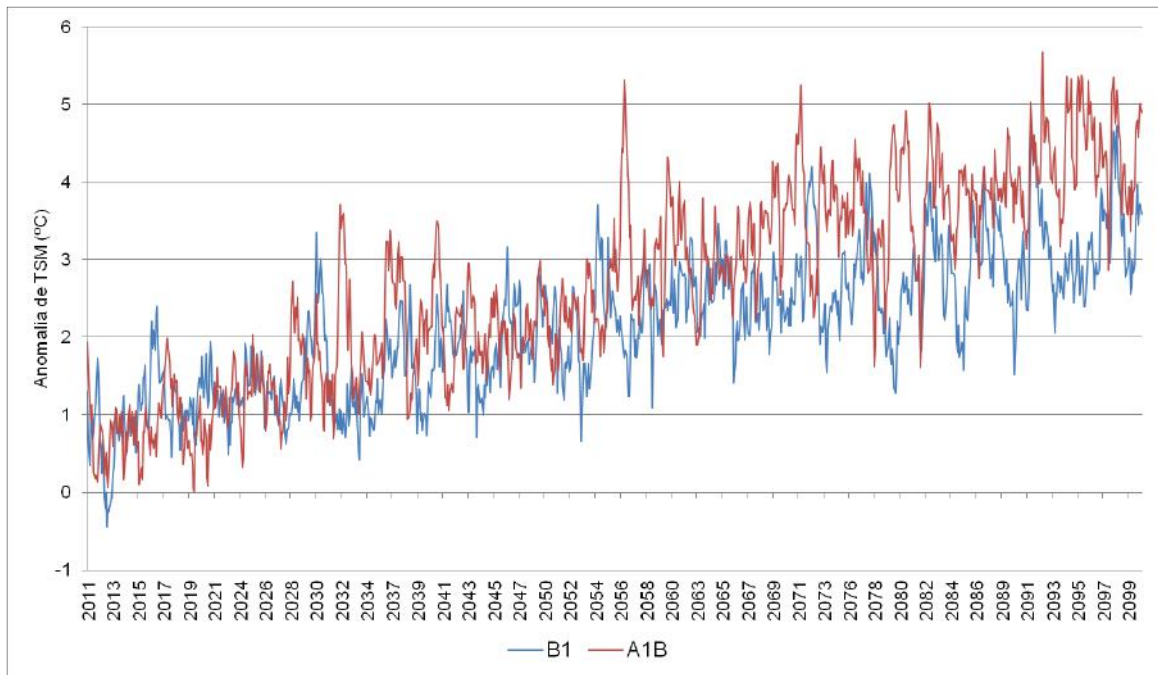


Figura 5.17: Anomalias de TSM (°C) no Niño 3 previstas pelo MIROC para os cenários B1 e A1B entre 2011 e 2100, com relação ao período do clima presente, entre 1971 e 2000. Cenário B1 em azul e A1B em vermelho.

Dessa forma, foram analisadas também as variações no IOS entre 2011 e 2100 para os dois cenários do IPCC, utilizando as previsões de pressão reduzida ao nível médio do mar (PNMM) do modelo MIROC. É necessário lembrar que o modelo regional não engloba a região do Pacífico requerida para o cálculo do IOS. Como citado anteriormente, existem alguns métodos diferentes para calcular o IOS (TROUP, 1965; TRENBERTH, 1984; ROPELEWSKI e JONES, 1987). O método utilizado aqui foi o desenvolvido por TROUP (1965), baseado nas diferenças de pressão reduzida ao nível médio do mar entre Tahiti e Darwin, e que é calculado da seguinte forma:

$$IOS = 10 * \frac{\Delta P - avg(\Delta P)}{\sigma_{\Delta P}}$$

onde ΔP é a média mensal da PNMM no Tahiti menos a média mensal da PNMM em Darwin, $\text{avg}(\Delta P)$ é a média de longo prazo ΔP para o mês em questão, e $\sigma_{\Delta P}$ é a média de longo prazo do desvio padrão de ΔP para o mês em questão. Isto é, o IOS de TROUP (1965) é a diferença de pressão padronizada entre o Tahiti e Darwin vezes dez. A multiplicação por 10 é uma convenção. Usando essa convenção, o IOS varia de cerca de -35 a cerca de 35, e o valor do IOS pode ser citado como um número inteiro. Os valores positivos (negativos) do IOS indicam a ocorrência de um fenômeno La Niña (El Niño) e quanto maior (menor) for o seu valor, mais intenso é o evento. O IOS é geralmente calculado numa escala de tempo mensal, com valores em períodos mais longos sendo utilizados algumas vezes. Os valores diários ou semanais do IOS podem variar por causa de sistemas meteorológicos operando em escalas de tempo menores e, portanto, não devem ser usados para fins de clima.

A figura 5.18 mostra o IOS obtido com a PNMM prevista pelo modelo MIROC para os cenários B1 e A1B do IPCC entre 2011 e 2100. Em princípio, não se nota uma tendência maior para casos de El Niño comparados com casos de La Niña. Isso ajuda a explicar o motivo pelo qual o próprio modelo MIROC não ter apresentado nas suas previsões para o século XXI padrões de anomalia de precipitação semelhantes aos padrões em eventos de El Niño, que, de maneira geral, são chuvas abaixo do normal no centro-norte do continente e acima da média na região Sul do Brasil, Paraguai, Uruguai e Norte da Argentina. No entanto, ao se analisar as previsões do modelo regional RegCM, nota-se facilmente a semelhança das anomalias de precipitação com os episódios de El Niño. Segundo o último relatório do IPCC (CHRISTENSEN *et al.*, 2013), as anomalias de precipitação projetadas sobre a América do Sul são consistentes com as influências do El Niño, por exemplo, aumento de precipitação sobre o sudeste (sul do Brasil, Uruguai, Norte da Argentina) e noroeste do continente e diminuição na Amazônia oriental. No entanto, os modelos do CMIP3 não conseguiram representar bem certas características do ENOS e não há consenso sobre o comportamento futuro do ENOS, mesmo após os resultados do CMIP5. Segundo os autores, como os vários tipos de ENOS produzem diferentes impactos sobre o continente, efeitos futuros do ENOS permanecem incertos, sendo muito provável que ele continue a ser o modo dominante de variabilidade interanual no futuro.

Outra hipótese, que ainda não foi discutida na literatura, é de que a fronteira oeste do modelo RegCM, que também recebe as condições atmosféricas e oceânicas do

modelo MIROC, coincida justamente com a posição mais a leste do Oceano Pacífico, onde as variações de TSM em eventos ENOS costumam ocorrer com maior intensidade. Nesse sentido, o modelo RegCM pode estar assimilando estas informações e entendendo como se fossem condições propícias para a ocorrência do El Niño. Inclusive, essa característica foi mais notada no cenário A1B do que no B1, em linha com os maiores aumentos de TSM no Niño 3, como mostra a figura 5.17. Entretanto, tal teoria carece de estudo comprobatórios, sendo apenas uma hipótese.

Além disso, o fato de alguns modelos globais acoplados reproduzirem um sinal de TSM compatível com El Niño e, no entanto, não representarem esse efeito na atmosfera, pode estar associado com a atuação das outras componentes do sistema climático (mais especificamente criosfera e biosfera), agindo no sentido de amenizar ou inibir estes efeitos. Como os modelos regionais não tem estas componentes funcionando de forma dinâmica, eles podem tender a reproduzir de forma mais direta os impactos do ENOS. Por exemplo, o trabalho de DIAS (2014) associa o deslocamento da ZCIT no Atlântico para latitudes mais ao sul em razão do aumento do degelo no Ártico e cita a importância dos processos de teleconexões.

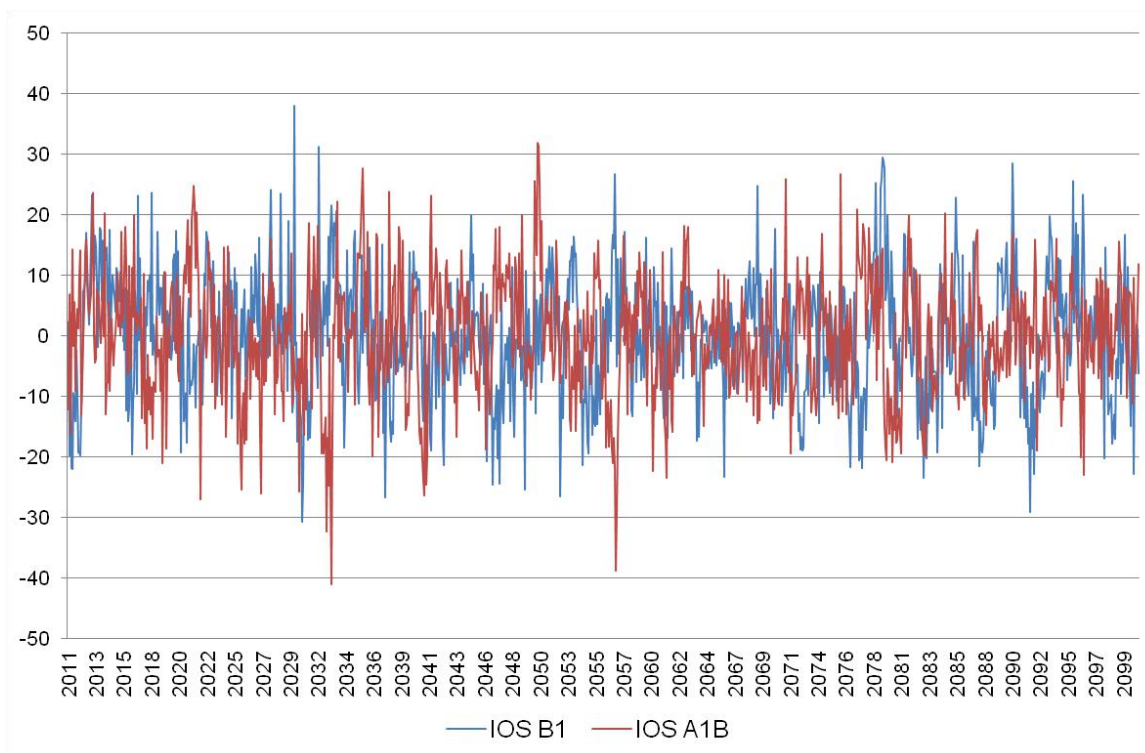


Figura 5.18: IOS calculado com a PNMM prevista pelo modelo MIROC para os cenários B1 e A1B do IPCC entre 2011 e 2100. Cenário B1 em azul e A1B em vermelho.

5.1.5. Variáveis Atmosféricas no Século XXI

Neste capítulo foram analisadas algumas variáveis atmosféricas dos dois modelos climáticos para investigar possíveis anomalias que estejam associadas às variações de precipitação previstas para o século XXI. Como o interesse é maior no período chuvoso da região sudeste do Brasil, onde está inserida a BHRG, as análises foram feitas somente para o trimestre DJF. Além disso, para simplificar, as análises foram restritas aos primeiros 30 anos de previsão, entre 2011 e 2040, por ser o período mais próximo do presente e também pelo fato das anomalias negativas de precipitação em DJF sobre a região sudeste do Brasil terem sido mais significativas nessas três décadas, como mostra a figura 5.5c.

A figura 5.19 exhibe as anomalias de PNMM em DJF entre os cenários B1 e A1B em relação ao clima presente, de acordo com os modelos de clima RegCM e MIROC.

As figuras com as previsões do MIROC mostram um domínio um pouco maior, possibilitando a avaliação de anomalias de pressão nos oceanos vizinhos a América do Sul. Com relação às simulações do modelo global, observam-se anomalias positivas de pressão na região extratropical, indicando uma possível diminuição na passagem de sistemas de baixa pressão nessa região. Nota-se que não há uma grande distinção entre os dois cenários, até porque nesses primeiros 30 anos não há uma diferença tão grande em termos de concentrações de CO₂. Quando comparadas às anomalias de precipitação entre 2011 e 2040 nos cenários B1 e A1B (figura 5.1 e figura 5.2, respectivamente) verifica-se que na maioria das vezes os aumentos de pressão estão associados a reduções na chuva. No entanto, isso não ocorre com o modelo RegCM na porção continental da região norte que apresenta diminuição da PNMM e também redução da precipitação, indicando que outros fatores podem estar contribuindo para essa diminuição da chuva.

A figura 5.20 exibe as anomalias de temperatura em 850 mb (mais ou menos 1,5 km de altitude) em DJF previstas pelos modelos RegCM e MIROC para o período entre 2011 e 2040 para os cenários B1 e A1B. Verifica-se em ambos os modelos aquecimento generalizado da atmosfera nesse nível, com as maiores anomalias ocorrendo no modelo RegCM e no cenário A1B, especialmente em parte da região norte do Brasil onde os valores atingiram máximos. Interessante notar que o modelo RegCM indica também uma redução significativa de chuva no litoral dessa região, sugerindo uma atuação mais fraca da ZCIT ou o seu deslocamento para o sul, local onde as anomalias de precipitação ficaram positivas (ver figura 5.1 e figura 5.2).

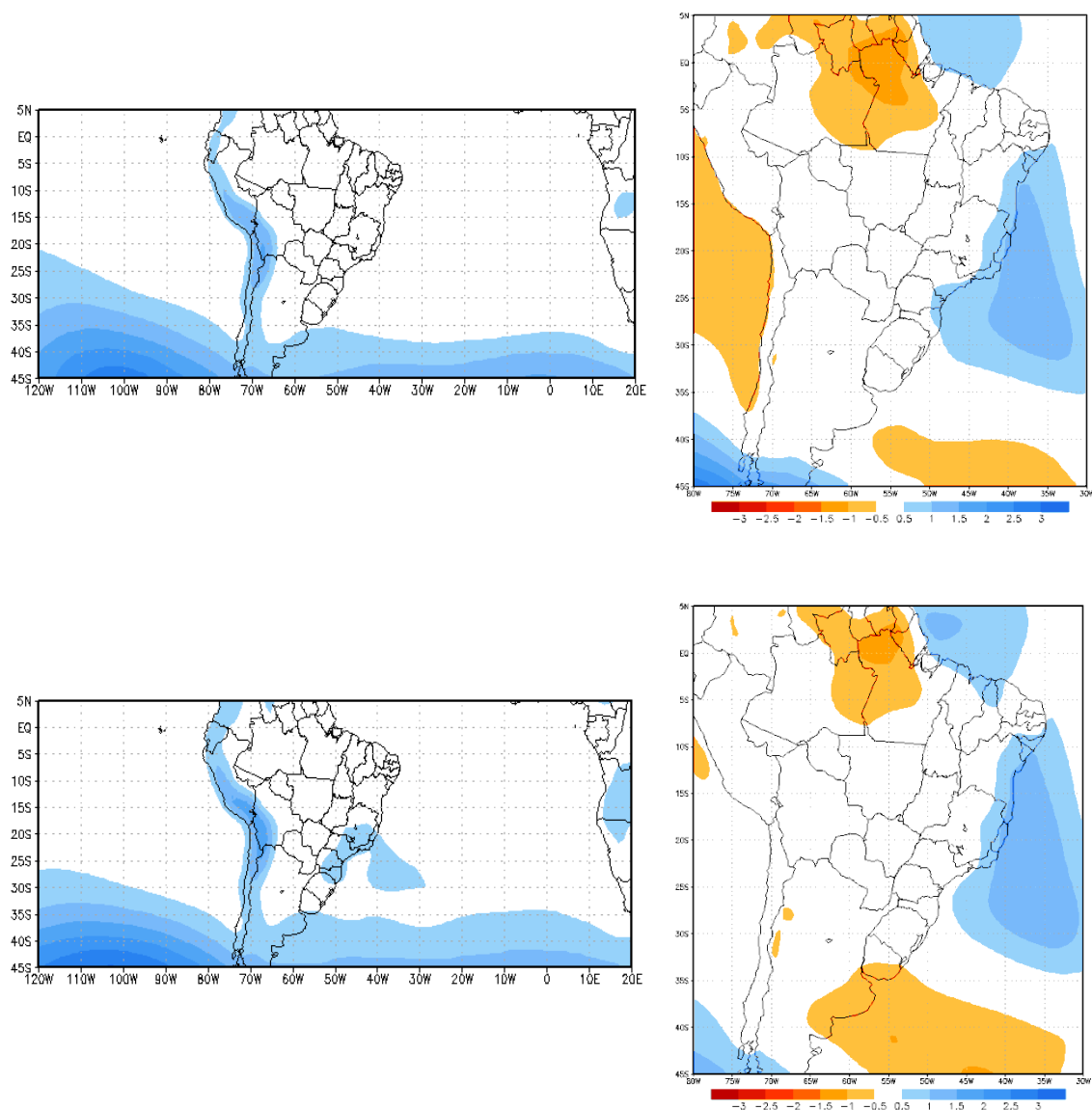


Figura 5.19: Anomalias de PNMM (mb) em DJF entre os cenários B1 (superior) e A1B (inferior) do IPCC entre 2011 e 2100 e o clima presente entre 1971 e 2000, previstas pelos modelos RegCM (direita) e MIROC (esquerda). A barra de cores com os valores de PNMM também serve para as figuras à esquerda.

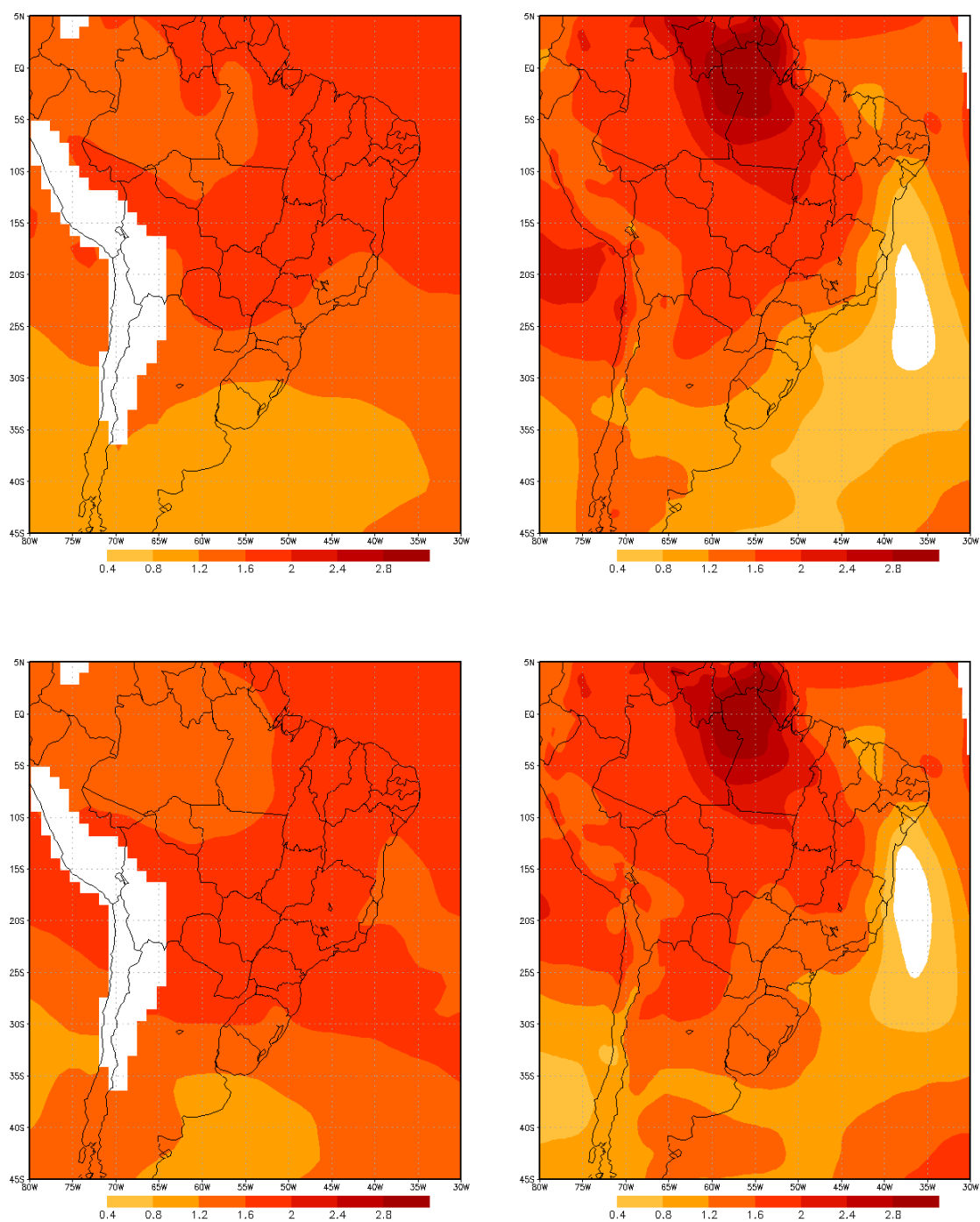


Figura 5.20: Anomalias de temperatura em 850 mb ($^{\circ}\text{C}$) em DJF entre os cenários B1 (superior) e A1B (inferior) do IPCC entre 2011 e 2100 e o clima presente entre 1971 e 2000, previstas pelos modelos RegCM (direita) e MIROC (esquerda).

A figura 5.21 mostra as anomalias de umidade específica (g/kg) em 850 mb em DJF previstas pelos modelos RegCM e MIROC para o período entre 2011 e 2040 para

os cenários B1 e A1B. Novamente não foram verificadas diferenças significativas entre os cenários B1 e A1B. No modelo MIROC, existe uma tendência de maior quantidade de vapor d'água no nível de 850 mb praticamente sobre todo o Brasil. Já no RegCM, existe uma faixa desde o norte, passando pelo nordeste, sudeste e indo até o Atlântico onde não há uma tendência definida, enquanto que o mesmo prevê a diminuição da umidade no litoral da região norte, o que contribui para a forte diminuição de precipitação nessa região, e também no oeste do Atlântico.

A figura 5.22 exibe as anomalias de velocidade vertical ω ($\times 10^4$ mb/s) em 500 mb em DJF previstas pelos modelos RegCM e MIROC para o período entre 2011 e 2040 para os cenários B1 e A1B. Verifica-se que os dois modelos preveem anomalias positivas de ω no centro-norte do Brasil. Nesse caso, não quer dizer que o movimento vertical passou a ser descendente, mas que houve uma redução de intensidade dos movimentos ascendentes que normalmente ocorrem sobre essa região nessa época do ano. Isto contribui para a menor formação de nuvens capazes de gerar precipitação sobre essas regiões. A forma como essas anomalias positivas estão distribuídas sugere que há diminuição da intensidade/frequência da ZCAS, favorecendo a redução de precipitação que foi prevista pelos modelos, como mostra a figura 5.1 e a figura 5.2. Outra questão que chama atenção são os altos valores de anomalias positivas de ω no litoral da região norte do Brasil, previstas pelo RegCM, possivelmente associados ao enfraquecimento da ZCIT ou seu deslocamento para regiões mais ao sul, onde encontram-se anomalias positivas de ω e precipitação.

As anomalias de ω parecem ter sido decisivas para a configuração das anomalias de chuva sobre a América do Sul. Apesar da tendência de aumento da umidade sobre a região, o que seria um fator favorável a maior formação de nuvens, o enfraquecimento das correntes ascendentes parece ter sido mais impactante para a formação de nuvens. Uma forma de se investigar essa variável é analisar o campo de radiação de onda longa (ROL) ou infravermelha no topo da atmosfera. A figura 5.23 exibe as anomalias de ROL (W/m^2) no topo da atmosfera em DJF previstas pelos modelos RegCM e MIROC para o período entre 2011 e 2040 para os cenários B1 e A1B. Para essa variável, as anomalias positivas sobre uma determinada região representam menos formação de nuvens ou nuvens se formando com menos intensidade, o que implica em menor quantidade de chuva. É possível notar uma grande correlação entre as anomalias de ROL e ω , isto é, nas regiões onde ocorreu

enfraquecimento das correntes ascendentes (anomalia de ω positiva), houve um aumento da ROL no topo da atmosfera, indicando menos formação de nuvens. E estas anomalias parecem ter sido determinantes para as anomalias de chuva em DJF previstas pelos modelos RegCM e MIROC, para o período entre 2011 e 2040, indicando que a redução de chuva se deve em grande parte ao enfraquecimento das correntes ascendentes sobre a parte centro-norte do Brasil, incluindo a região sudeste e, conseqüentemente, a área de drenagem da BHRG, o que certamente implicará nos níveis de vazões futuros dessa bacia e que é investigado na próxima seção.

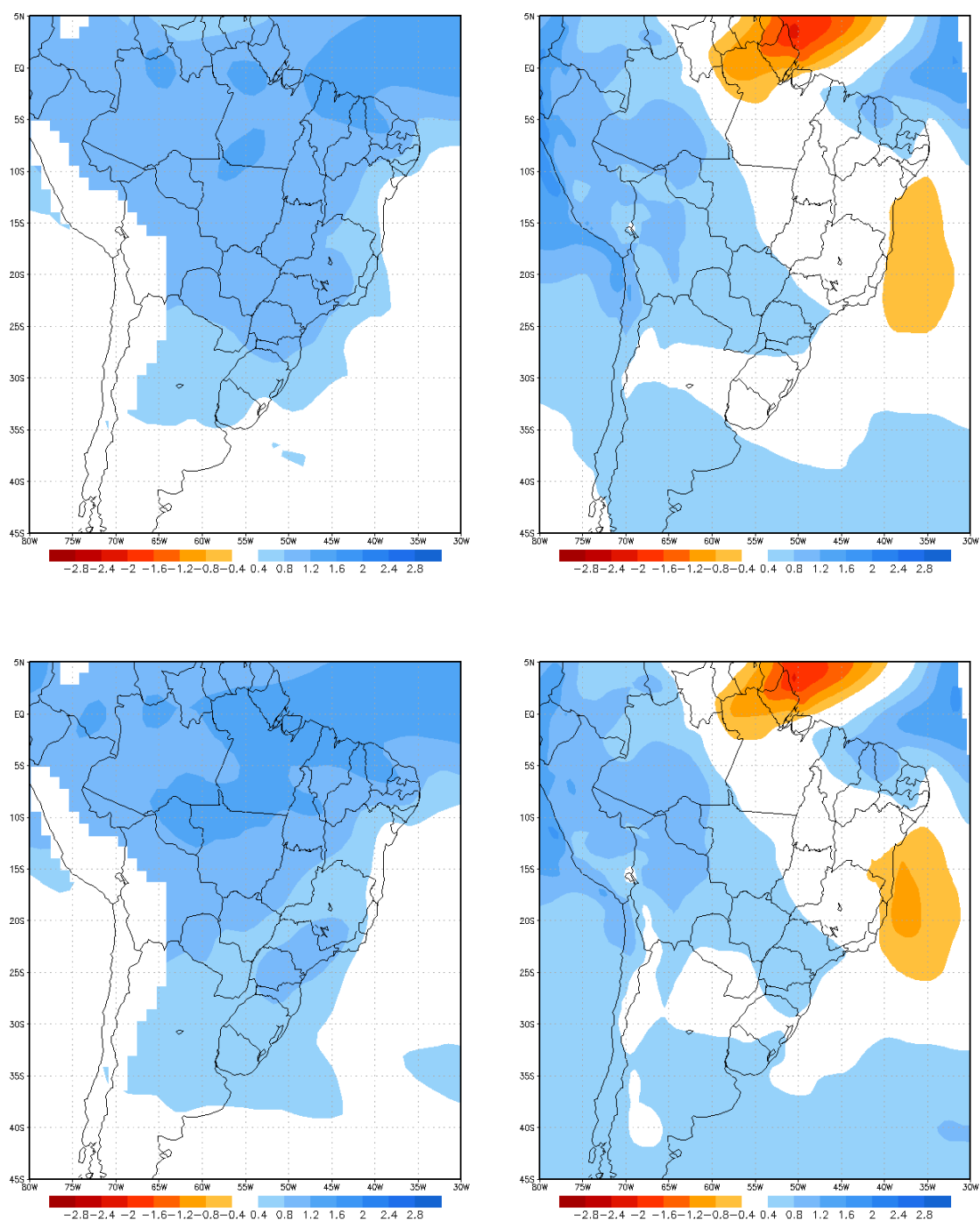


Figura 5.21: Anomalias de umidade específica (g/kg) em 850 mb em DJF entre os cenários B1 (superior) e A1B (inferior) do IPCC entre 2011 e 2100 e o clima presente entre 1971 e 2000, previstas pelos modelos RegCM (direita) e MIROC (esquerda).

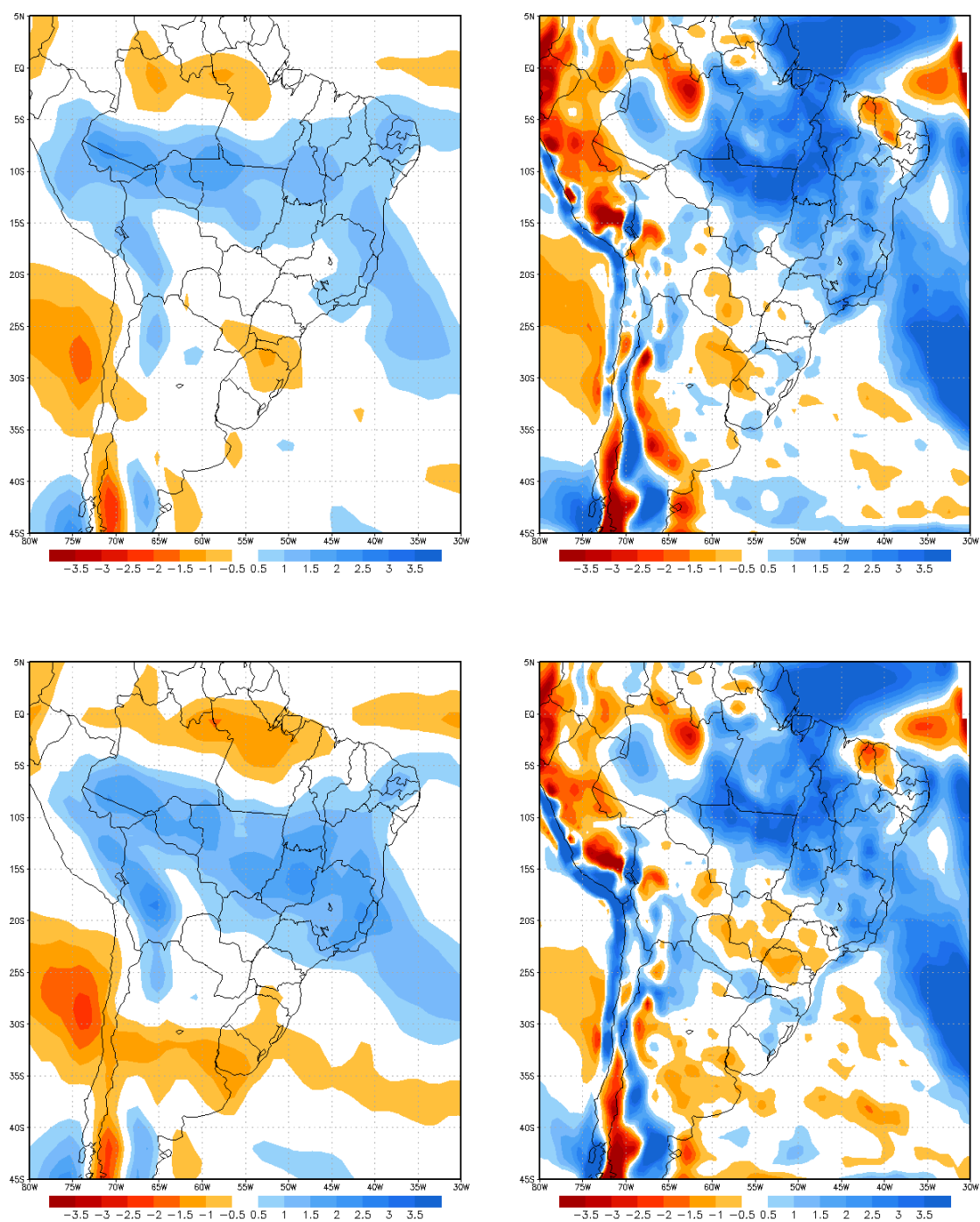


Figura 5.22: Anomalias de velocidade vertical ω ($\times 10^4$ mb/s) em 500 mb em DJF entre os cenários B1 (superior) e A1B (inferior) do IPCC entre 2111 e 2100 e o clima presente entre 1971 e 2000, previstas pelos modelos RegCM (direita) e MIROC (esquerda).

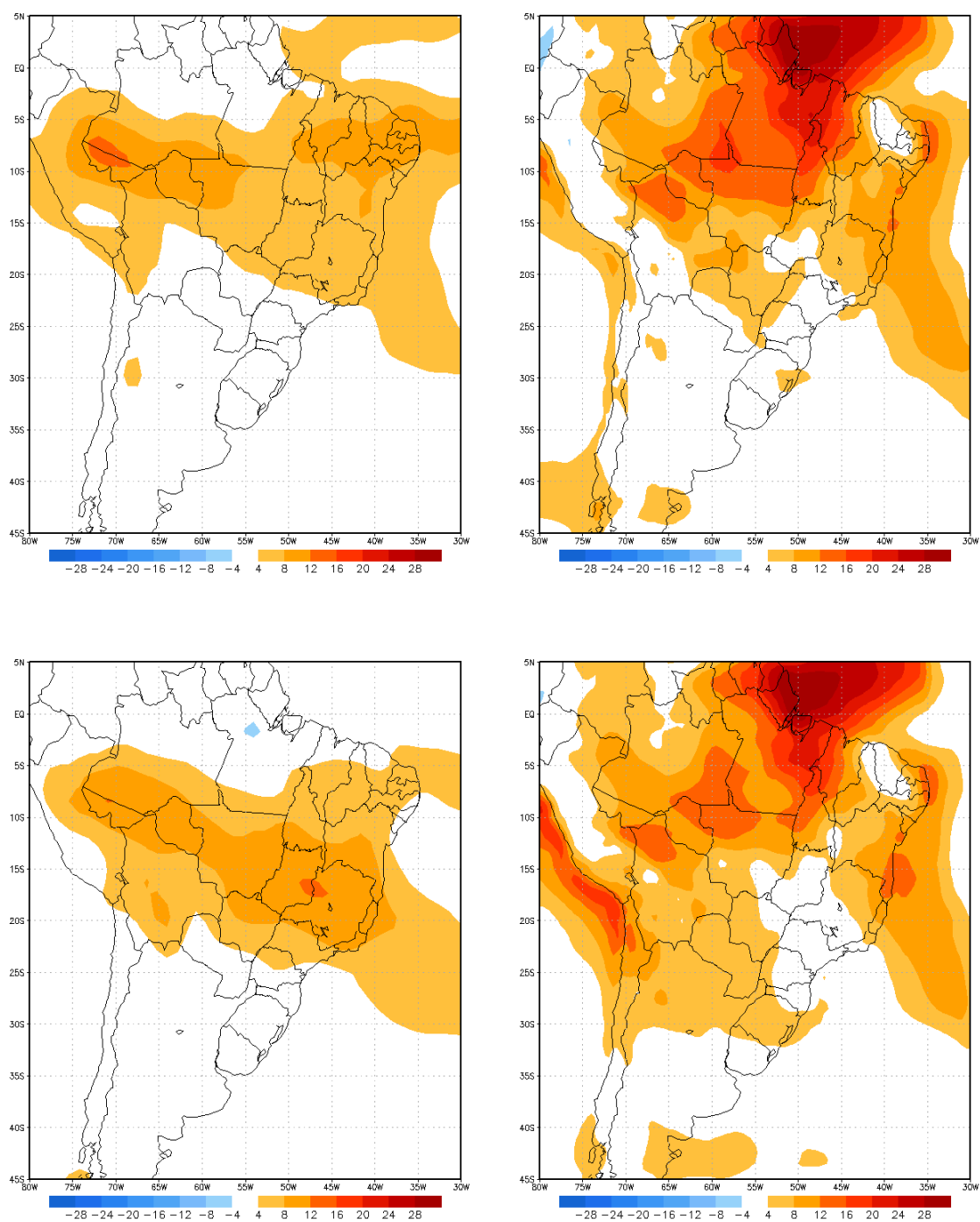


Figura 5.23: Anomalias de radiação de onda longa no topo da atmosfera (W/m^2) em DJF entre os cenários B1 (superior) e A1B (inferior) do IPCC entre 2011 e 2100 e o clima presente entre 1971 e 2000, previstas pelos modelos RegCM (direita) e MIROC (esquerda).

5.2. Modelagem Hidrológica

Nesta seção, as previsões de precipitação para o século XXI dos modelos atmosféricos RegCM e MIROC, sob os cenários climáticos do IPCC A1B e B1, foram inseridos no modelo hidrológico do tipo chuva-vazão SMAP para que este forneça os cenários de vazões para a UHE Água Vermelha, sob estas condições. Estas previsões de precipitações já contêm a remoção do viés que foi validada no capítulo anterior. As previsões de vazões do SMAP para o século XXI utilizaram os parâmetros obtidos na fase de calibração do modelo SMAP para o clima presente, como mostra a tabela 4.2. Os cenários de vazões foram separados em períodos de 30 anos, sendo o primeiro entre 2011 e 2040, o segundo entre 2041 e 2070 e o terceiro entre 2071 e 2100.

5.2.1. Cenários de Vazões para o Período 2011-2040

A figura 5.24 mostra as vazões mensais e trimestrais calculadas pelo SMAP utilizando as chuvas provenientes dos modelos RegCM (RegV) e MIROC (MIRV) para o período entre 2011 e 2040 do cenário B1 do IPCC. Para efeito de comparação com valores atuais de vazões, a média climatológica entre 1981 e 2010 também é exibida nos gráficos. A figura 5.25 exibe o mesmo padrão, porém para o cenário A1B do IPCC. Ao se analisar os dois cenários, nota-se que as vazões calculadas pelo SMAP na BHAV utilizando as chuvas RegV e MIRV decrescem no período entre 2011 e 2040. Essa redução é especialmente notada quando se utiliza a chuva proveniente do modelo regional. Nos períodos secos, ambas as previsões coincidem, mas no períodos de maiores vazões, em vários momentos as vazões calculadas com a chuva do modelo global superam os valores climatológicos.

A figura 5.26 apresenta, para os dois cenários do IPCC, as diferenças percentuais ao longo do ano entre as vazões calculadas para o período 2011-2040 e as vazões observadas entre 1981 e 2010. Verifica-se que as vazões utilizando a chuva do modelo regional de clima apresentam uma redução maior do que as vazões que utilizam a chuva do modelo global. As vazões com a chuva do modelo global mostram um aumento no

último trimestre do ano, o que não foi acompanhado pelas vazões com a chuva do modelo regional. Entre janeiro e setembro, os cenários de redução de volume das vazões se assemelham mais, principalmente no trimestre JJA. Em termos anuais, a redução dos volumes ao se utilizar a chuva do modelo regional (global) foi de 34% (5%) para o cenário B1, e de 23% (10%) para o cenário A1B.

Como exige a figura 2.1, as diferenças em termos de concentrações de CO₂ entre os cenários B1 e A1B são bem pequenas nesse período, exceto nos dez últimos anos, quando a concentração no A1B passa a ser levemente maior. Entretanto, verifica-se que não existe uma relação direta entre o aumento da concentração de CO₂ e a diminuição das vazões, visto que, ao se analisar os números anuais, quando se utilizou a chuva MIRV, as vazões calculadas apresentam uma redução maior do cenário B1 para o A1B, porém, quando se utilizou a chuva RegV, a diminuição maior foi no cenário B1. Mesmo ao se verificar apenas os últimos dez anos do período 2011-2040, não é possível concluir que o cenário A1B resultaria em reduções mais acentuadas nas vazões.

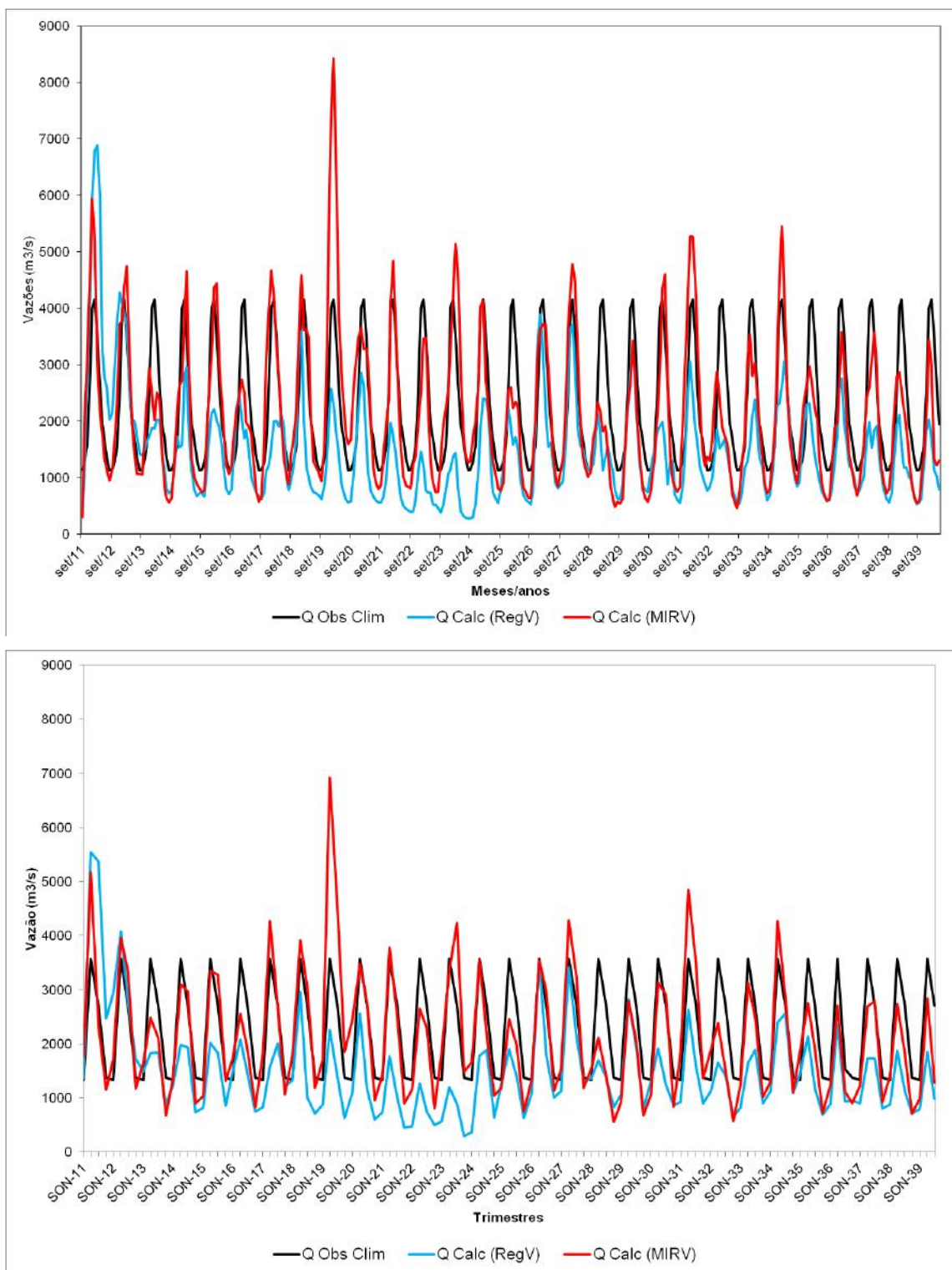


Figura 5.24: Previsões de vazão mensal (superior) e trimestral (inferior) calculadas pelo modelo SMAP utilizando as chuvas RegV (vermelho) e MIRV (azul) para o período 2011-2040 do cenário B1 do IPCC. Vazão climatológica observada entre 1981 e 2010 em preto.

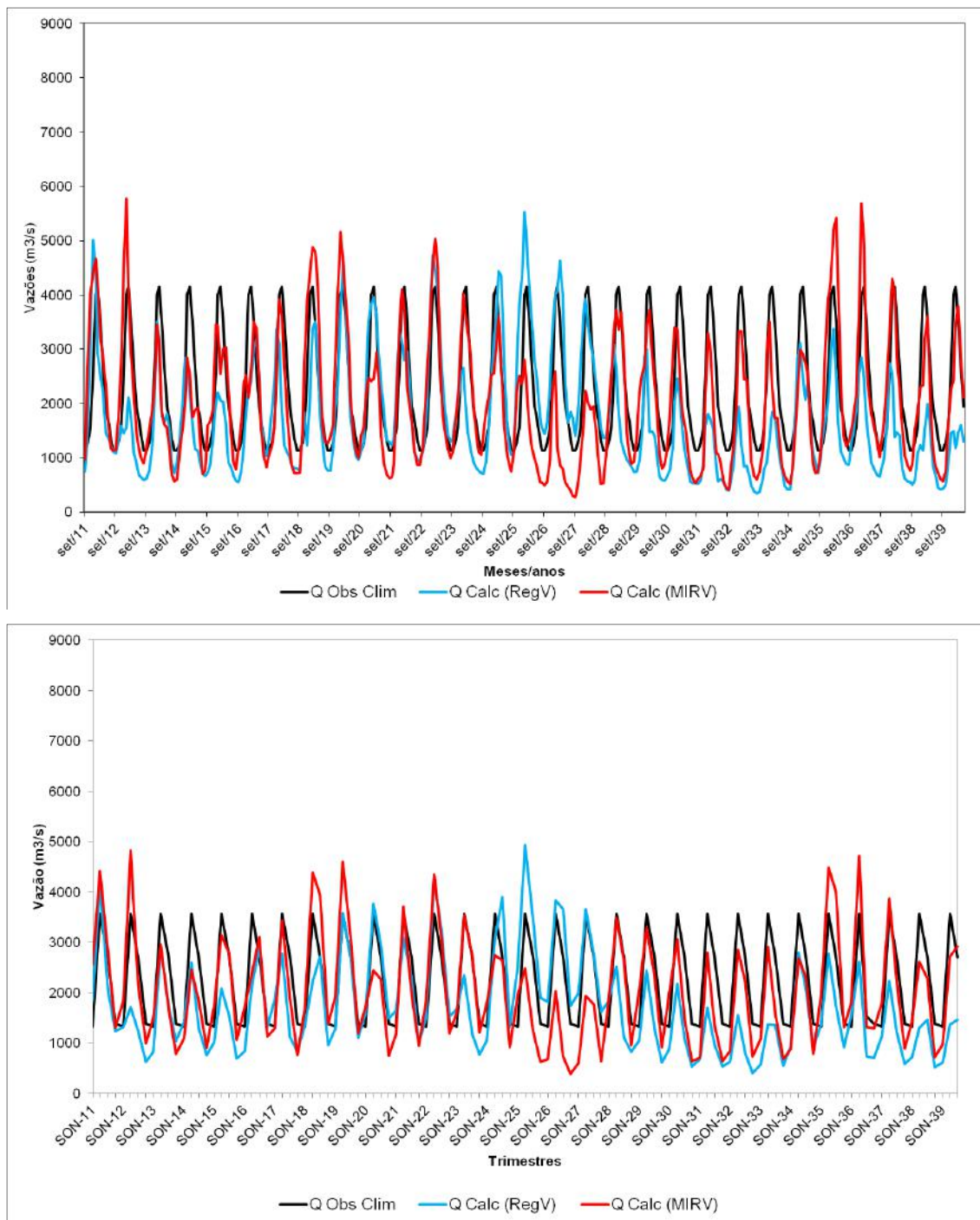


Figura 5.25: Semelhante à figura 5.24, mas para o cenário A1B do IPCC.

5.2.2. Cenários de Vazões para o Período 2041-2070

A figura 5.27 e a figura 5.28 exibem as vazões mensais e trimestrais calculadas pelo SMAP utilizando as chuvas RegV e MIRV para o período entre 2041 e 2070 dos

cenários B1 e A1B do IPCC, respectivamente. As vazões climatológicas observadas entre 1981 e 2010 também são exibidas nos gráficos. Já a figura 5.29 apresenta, para os dois cenários do IPCC, as diferenças percentuais para o período 2041-2070 em relação às vazões observadas entre 1981 e 2010. Nota-se que os padrões previstos para o período 2011-2040 praticamente se mantêm para o período 2041-2070. Períodos secos com redução de vazões, utilizando ambas as chuvas. Períodos úmidos mostrando mais variabilidade, principalmente nos últimos meses do ano, fazendo com os cenários de vazões que utilizam a chuva MIRV apresentem variação positiva em relação a climatologia. As previsões de vazões com a chuva RegV mostram reduções ao longo de praticamente todo o ano. Isso resulta em números anuais de -29% (B1) e -20% (A1B), quando se utiliza a chuva do modelo regional, e de -14% (B1) e 5% (A1B), quando se usa a chuva do modelo global. Como no período anterior, o cenário B1 apresenta diminuição das vazões de maneira mais significativa do que o cenário A1B.

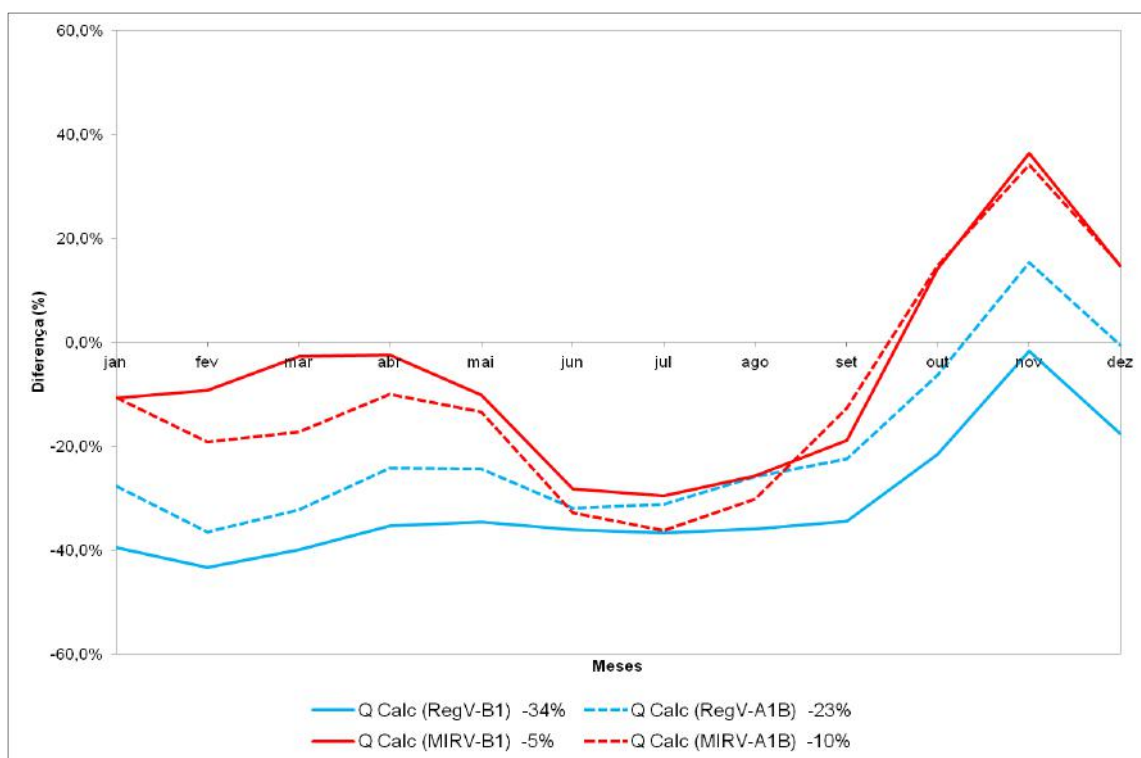


Figura 5.26: Diferenças percentuais entre as vazões calculadas pelo SMAP para o período 2011-2040 utilizando as chuvas RegV e MIRV nos cenários B1 e A1B do IPCC e a vazão climatológica observada entre 1981 e 2010. Na legenda estão as diferenças anuais em cada caso.

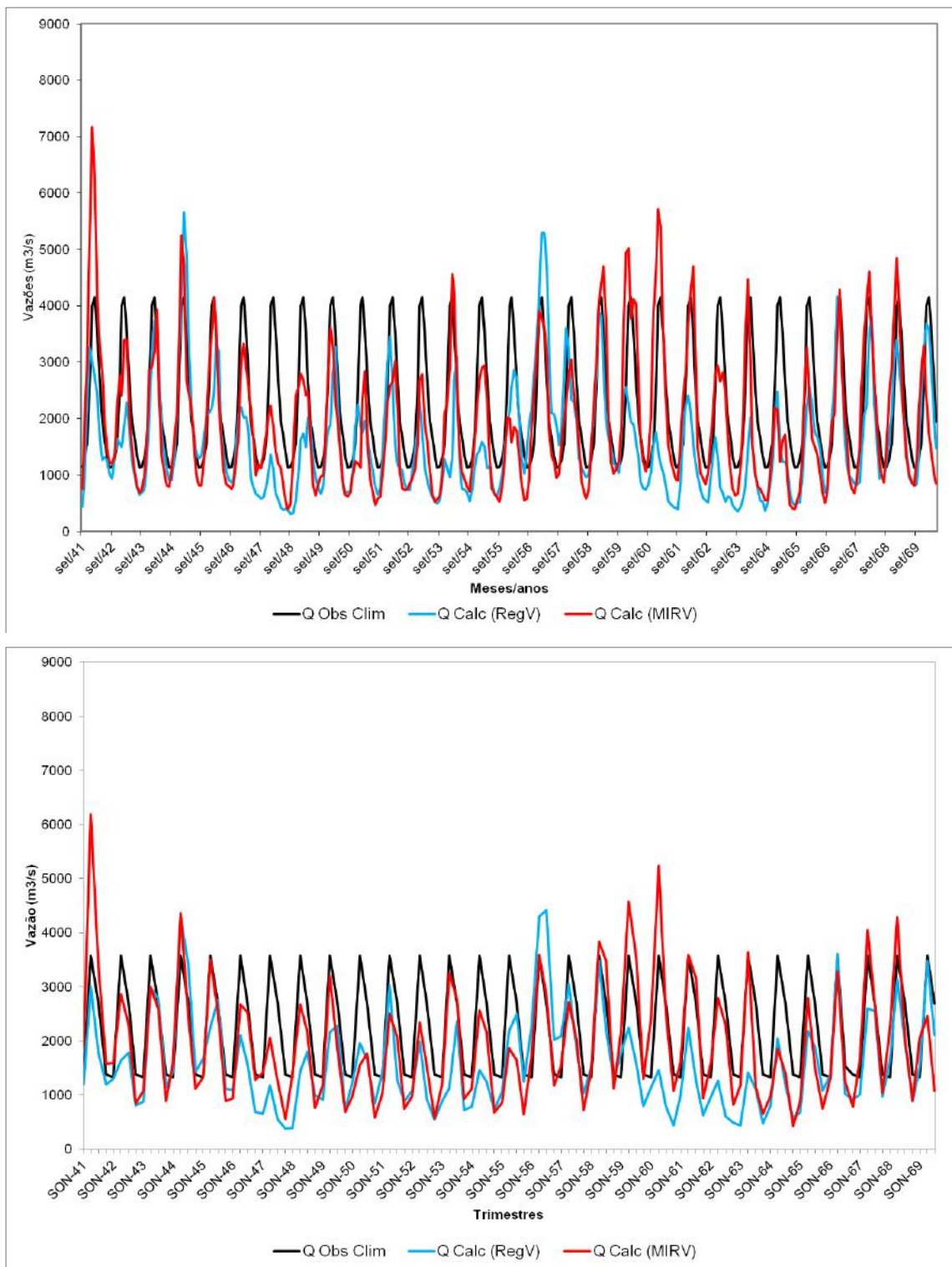


Figura 5.27: Previsões de vazão mensal (superior) e trimestral (inferior) calculadas pelo modelo SMAP utilizando as chuvas RegV (vermelho) e MIRV (azul) para o período 2041-2070 do cenário B1 do IPCC. Vazão climatológica observada entre 1981 e 2010 em preto.

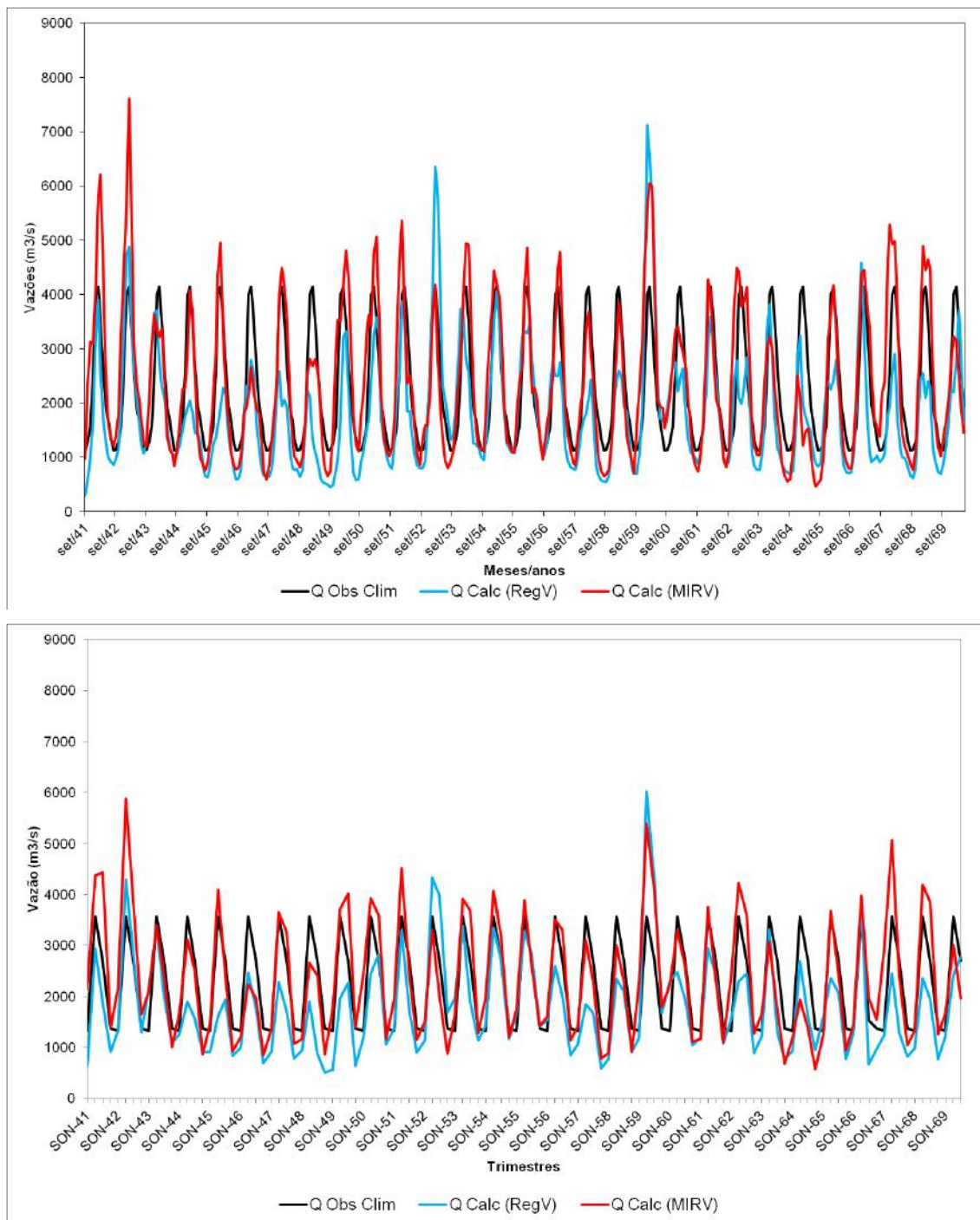


Figura 5.28: Semelhante à figura 5.27, mas para o cenário A1B do IPCC.

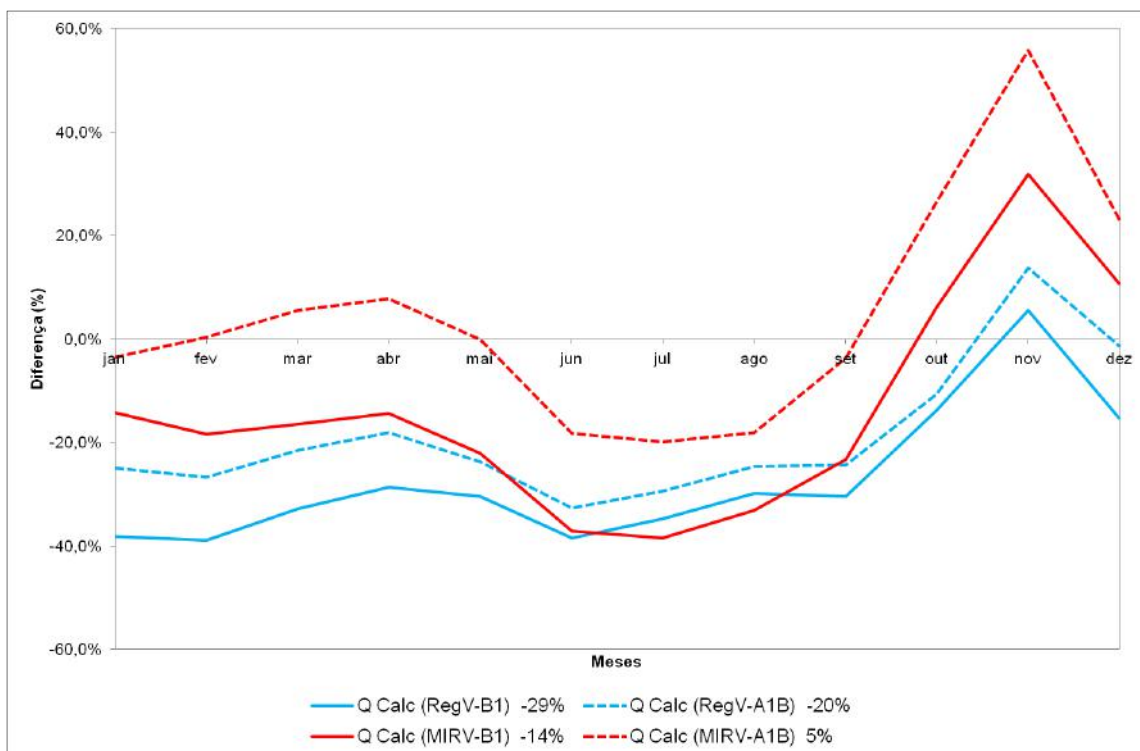


Figura 5.29: Semelhante à figura 5.26, mas para o período 2041-2070.

5.2.3. Cenários de Vazões para o Período 2071-2100

A figura 5.30 e a figura 5.31 exibem as vazões mensais e trimestrais calculadas pelo SMAP utilizando as chuvas RegV e MIRV para o período entre 2071 e 2100 dos cenários B1 e A1B do IPCC, respectivamente. As vazões climatológicas observadas entre 1981 e 2010 também são exibidas nos gráficos. Já a figura 5.32 apresenta, para os dois cenários do IPCC, as diferenças percentuais para o período 2071-2100 em relação às vazões observadas entre 1981 e 2010. Novamente, as previsões de vazões utilizando as chuvas do modelo regional mostram redução de janeiro a setembro e uma neutralidade no último trimestre, sendo que, em termos anuais, a redução no cenário A1B (-28%) foi maior do que no B1 (-26%). Já as previsões de vazões utilizando a chuva do modelo global mostram valores em torno da climatologia atual nos quatro primeiros meses, redução de maio a setembro, e aumento no último trimestre do ano. Em relação às médias anuais, as previsões de vazões também mostram uma redução maior no cenário A1B (-7%) do que no B1 (-4%).

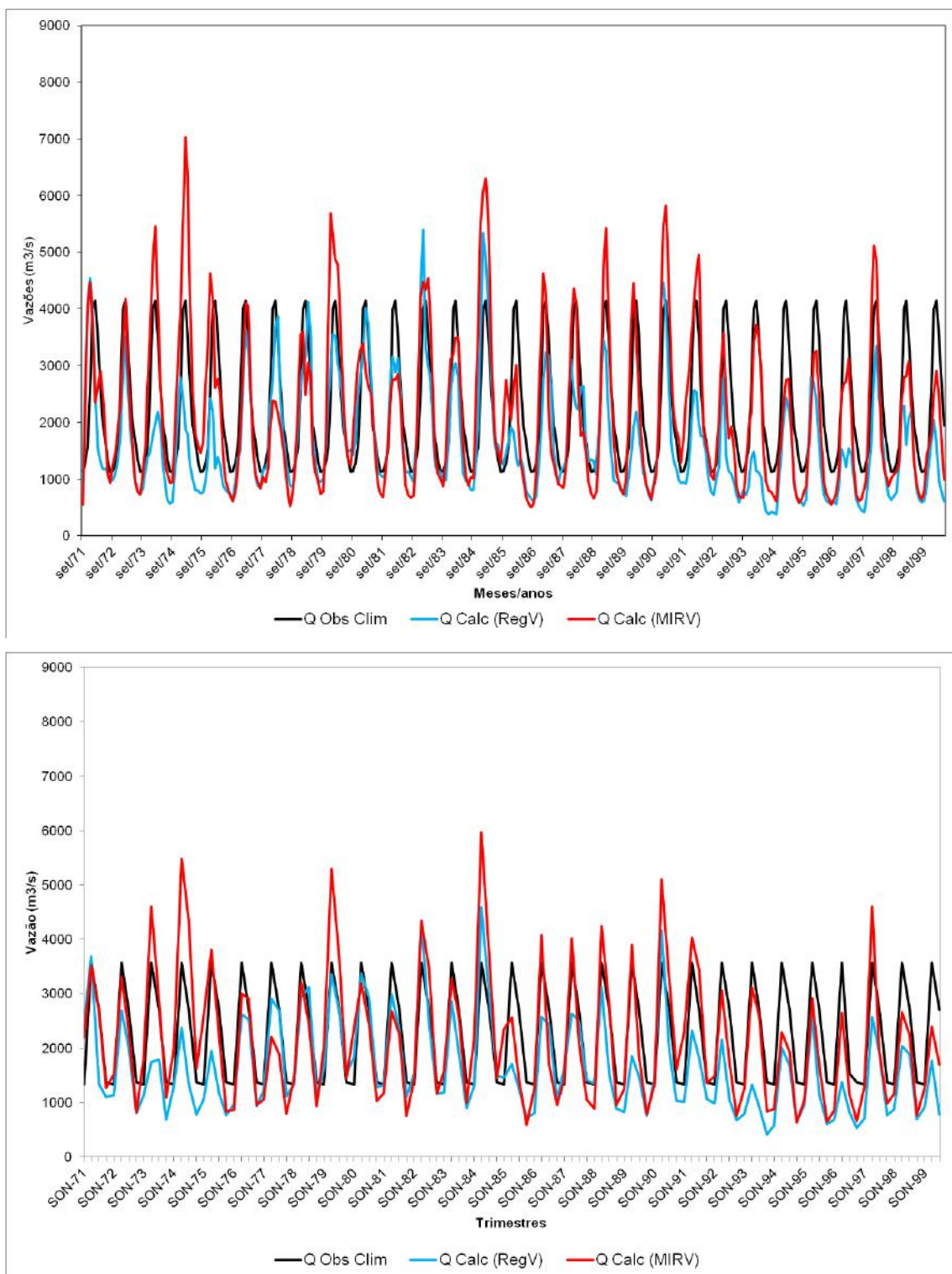


Figura 5.30: Previsões de vazão mensal (superior) e trimestral (inferior) calculadas pelo modelo SMAP utilizando as chuvas RegV (vermelho) e MIRV (azul) para o período 2071-2100 do cenário B1 do IPCC. Vazão climatológica observada entre 1981 e 2010 em preto.

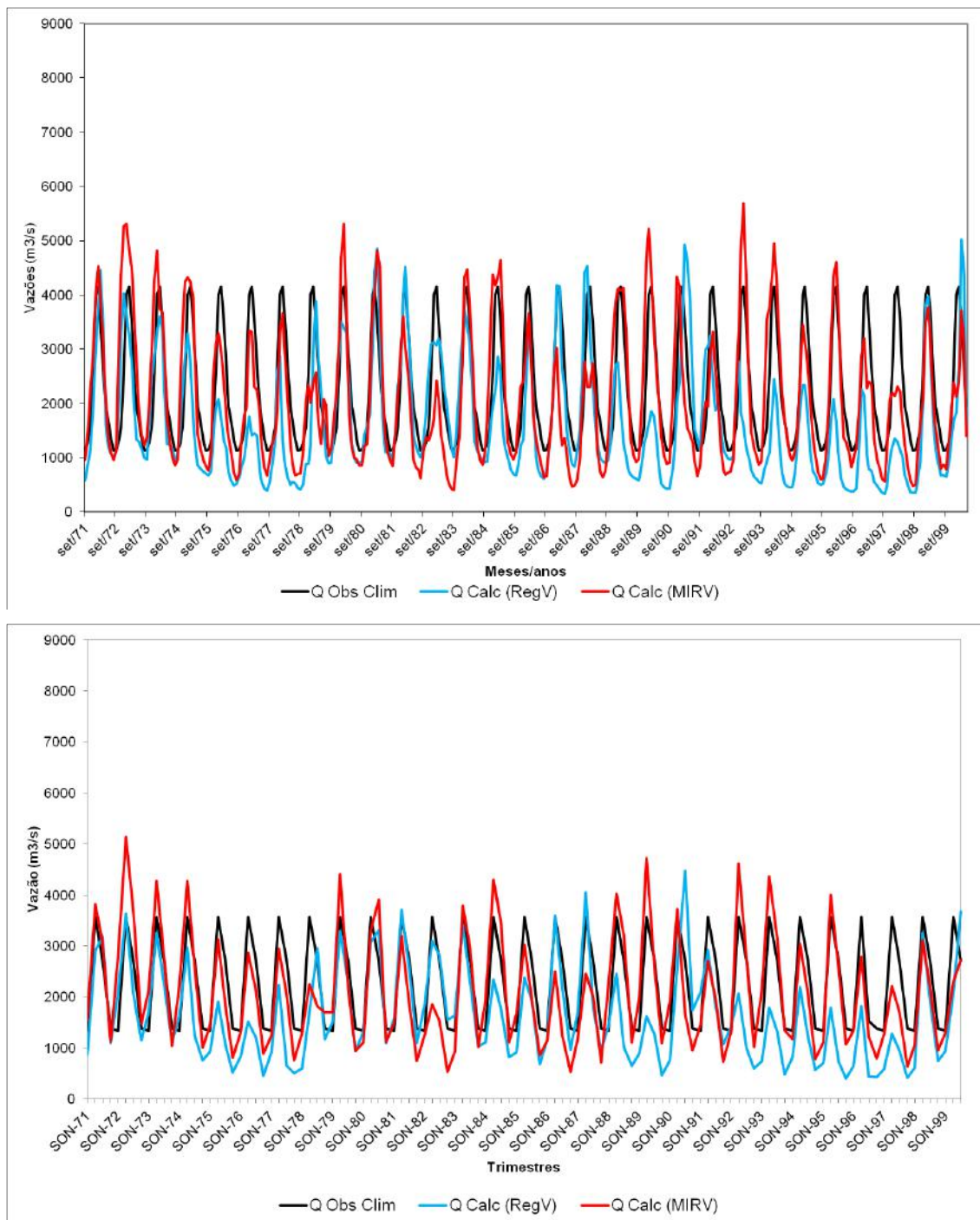


Figura 5.31: Semelhante à figura 5.30, mas para o cenário A1B do IPCC.

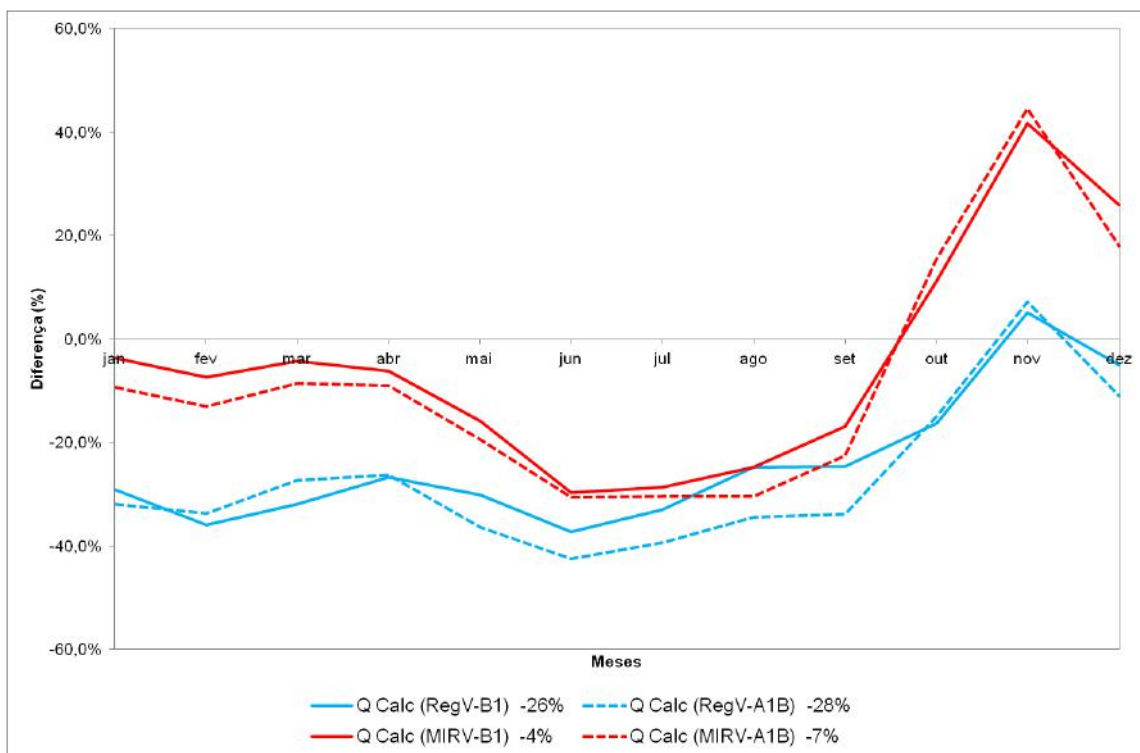


Figura 5.32: Semelhante à figura 5.26, mas para o período 2071-2100.

5.2.4. Análises dos Resultados

Os resultados apresentados aqui diferem consideravelmente dos apresentados por NÓBREGA *et al.* (2011), que verificaram os impactos das mudanças climáticas nas vazões do Rio Grande (na UHE Água Vermelha) através da utilização do modelo global de clima HadCM3 e do modelo hidrológico MGB-IPH. Os autores verificaram que, comparado com as vazões do clima presente, as vazões anuais médias no Rio Grande aumentaram entre 5 e 10% diante dos cenários climáticos do IPCC (A1B, A2, B1 e B2) quando aplicados aos modelos atmosférico e hidrológico. Já aqui nesse estudo, como foi visto, sob os cenários A1B e B1, a maioria das médias anuais de vazões no Rio Grande apresentou resultados negativos, indicando diminuição das vazões no século XXI, especialmente quando o modelo hidrológico SMAP utilizou as chuvas provenientes do modelo regional de clima RegCM.

Quando os mesmos autores utilizaram as projeções de precipitação de seis modelos climáticos apenas para o cenário A1B entre 2006 e 2100 no modelo hidrológico MGB-IPH, quatro deles resultaram em vazões na UHE Água Vermelha

abaixo da média entre 1961-1990 (variando entre -2 e -28% anualmente) e dois, incluindo o HadCM3, apresentaram vazões acima do observado (entre 9 e 13% anualmente).

Uma questão importante no trabalho de NÓBREGA *et al.* (2011) é que os autores não apresentaram o desempenho de tais modelos em simular a precipitação sobre a América do Sul ou mesmo sobre a Bacia do Rio Grande sob condições do clima presente, o que torna impossível analisar o BIAS na precipitação de cada um desses modelos. No presente estudo, o modelo MIROC foi cuidadosamente escolhido baseado no estudo de BOMBARDI e CARVALHO (2009), que numa comparação com outros modelos globais, conseguiu o melhor desempenho em simular a precipitação sobre América do Sul. Além disso, aqui o desempenho dos modelos atmosféricos global e regional em simular a precipitação sobre a América do Sul foi criteriosamente avaliado, inclusive com os modelos MIROC e o próprio RegCM obtendo excelentes desempenhos para a simulação da precipitação na região sudeste do Brasil, como pode ser visto na figura 4.1.1 (período chuvoso) e figura 4.1.7c (ciclo anual). Além disso, foi feita uma remoção estatística do BIAS das previsões dos modelos, baseada no seu desempenho para o clima presente, o que transfere as projeções dos modelos numéricos para a mesma escala do clima real, evitando que estas simulações sejam analisadas de forma equivocada.

Ou seja, a avaliação das simulações de precipitação e constatação da existência de menores BIAS nos modelos RegCM e MIROC, traz mais confiabilidade para as projeções futuras dessa variável, o que certamente conduz a menores incertezas relacionas às projeções futuras de vazões para a BHRG obtidas nesse estudo.

5.2.4. Distribuição de Frequência das Vazões no Século XXI

Nessa etapa, as séries temporais de vazões de cada período de 30 anos, tanto das vazões calculadas para o século XXI pelo SMAP, quanto das vazões observadas entre 1981 e 2010, foram dispostas na ordem crescente e foram construídos gráficos de frequência para analisar a distribuição das séries. A figura 5.33 exhibe o histograma de frequência das vazões observada entre 1981 e 2010 e previstas pelo SMAP para os

blocos de 30 anos do século XXI (2011-2040, 2041-2070 e 2071-2100) para os cenários B1 e A1B do IPCC. Nota-se que, comparando com o histograma das vazões observadas, nos dois cenários há uma diminuição das vazões mais frequentes, sendo que, comparando os dois modelos, verifica-se que o RegV apresenta vazões com frequência máxima ligeiramente menores do que o MIRV. Enquanto a série de vazão observada tem o seu máximo na faixa entre 1200 e 1600 m³/s, as séries de vazões previstas para os dois cenários tem os seus máximos entre 800 e 1200 m³/s, exceto pelas séries RegV-11-40 e RegV-41-70, que tem os seus máximos ainda mais abaixo, entre 400 e 800 m³/s. Essas informações corroboram os resultados anteriores, que mostram uma tendência de redução das vazões no século XXI e de maneira mais intensa quando o SMAP utiliza a chuva do modelo regional (RegV).

A técnica dos quantis também foi utilizada para verificar como as séries mensais de 30 anos das vazões previstas pelo SMAP estão distribuídas e como se comparam a série mensal da vazão observada entre 1981 e 2010. Para isso, utilizou-se os quantis a partir das respectivas séries em ordem crescente. Aqui também foram usados os quantis $q_{0,05}$, $q_{0,25}$, $q_{0,5}$, $q_{0,75}$ e $q_{0,95}$. A figura 5.34 apresenta os quantis de cada uma das séries de 30 anos, observada entre 1981 e 2010, e previstas pelo SMAP em blocos de 30 anos para os dois cenários do IPCC. Pode-se observar que o SMAP com os dois modelos apresenta vazões menores do que a série observada nos respectivos quantis. Além disso, verifica-se que essa diferença cresce para os maiores quantis, ou seja, à medida que aumentam os valores de vazão. Isso mostra que os máximos de vazão observados teriam menos probabilidade de ocorrer no século XXI diante dos cenários do IPCC. Novamente, os dados apresentam uma tendência a diminuição das vazões na BHRG, sendo ela maior quando se utiliza a chuva RegV do que quando se usa a MIRV.

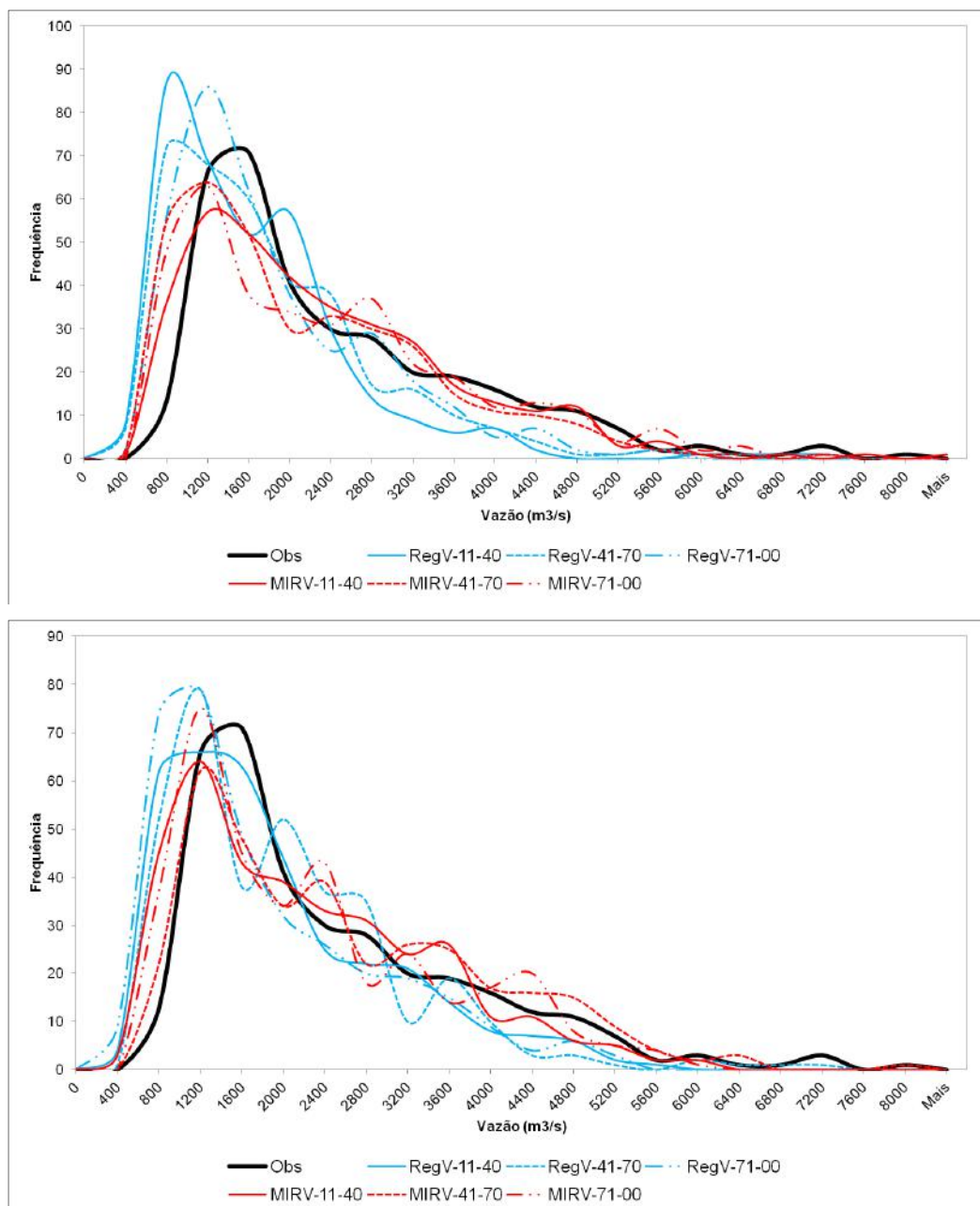


Figura 5.33: Histograma das séries de vazões mensais observadas entre 1981 e 2010 e previstas pelo SMAP para o século XXI (separadas em blocos de 30 anos) para os cenários B1 (superior) e A1B (inferior) do IPCC, utilizando as chuvas RegV e MIRV. Vazões observadas em preto e previstas em vermelho (RegV) e azul (MIRV).

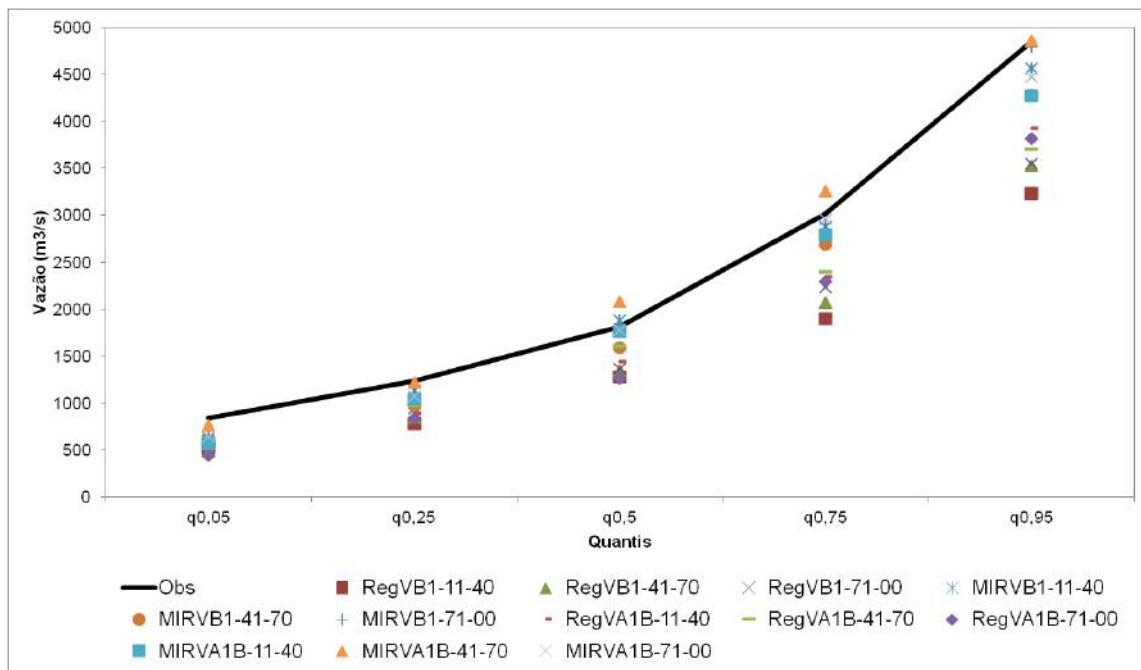


Figura 5.34: Quantis $q_{0,05}$, $q_{0,25}$, $q_{0,5}$, $q_{0,75}$ e $q_{0,95}$ das séries de vazão observada entre 1981 e 2010 e previstas pelo SMAP em blocos de 30 anos para os dois cenários do IPCC B1 e A1B, e com o modelo utilizando as chuvas RegV e MIRV. Os quantis da série observada estão representadas pela linha preta.

6. Conclusões

Como já foi citado anteriormente, mais da metade da matriz energética brasileira é proveniente da energia hidráulica e saber como as mudanças climáticas afetarão as vazões nos próximos anos será de extrema importância para o Brasil em termos de adaptação às novas condições. De fato, o país é atualmente muito vulnerável às condições climáticas na questão energética. No início de 2013 as usinas térmicas de energia precisaram ser acionadas para se evitar uma crise de abastecimento de energia elétrica, já que os níveis dos reservatórios brasileiros estavam muito baixos, mesmo após o período chuvoso. Essa situação persistiu até o início de 2016. Além de causar preocupação quanto ao fornecimento de energia e do próprio abastecimento de água para a população, a dependência do Brasil em termos de recursos hídricos muitas vezes gera um gasto extra para o país e prejudica o seu desenvolvimento econômico. Exemplos disso são os gastos extras na utilização das usinas térmicas ou o financiamento de programas de combate à seca em diversas regiões brasileiras, especialmente no nordeste.

Esta Tese de Doutorado consistiu em verificar possíveis cenários de vazões na Bacia Hidrográfica do Rio Grande (BHRG), mais especificamente na UHE Água Vermelha, calculados utilizando o modelo hidrológico SMAP, diante de cenários de mudanças climáticas do IPCC. A UHE Água Vermelha está localizada na Bacia Hidrográfica do Rio Grande (BHRG), situada nos estados de São Paulo e Minas Gerais. A ideia é validar a metodologia empregada nesse estudo para que a mesma possa ser utilizada para prever as vazões, não somente nessa bacia, mas também em outras, sob cenários climáticos estabelecidos pelo IPCC. Cabe ressaltar que a região entre o sul de Minas Gerais, norte de São Paulo e centro-sul de Goiás possuem, atualmente, 70% da capacidade de armazenamento de água para a geração de energia hidrelétrica de todo o país. Os sistemas atmosféricos que atuam nessas regiões normalmente respondem de forma semelhante à variabilidade climática. Sendo assim, os padrões observados no regime hidrológico da Bacia do Rio Grande, em uma condição de mudança climática, podem ser também estendidos para toda a região, como sendo uma aproximação bastante razoável.

Para que o modelo hidrológico pudesse ser utilizado nessas previsões de vazões futuras, o mesmo foi validado em simulações de vazões do passado recente, o que comumente chamamos de clima presente, nos quais os seus valores simulados são comparados às vazões observadas. Dessa forma, o modelo hidrológico do tipo chuva-vazão SMAP foi utilizado para simular as vazões na UHE Água Vermelha sob condições do clima presente. A metodologia empregada envolve não somente o modelo hidrológico, mas também os valores de chuva fornecidos por um modelo atmosférico. Utilizou-se então o modelo regional de clima RegCM4 para fornecer esses dados, sendo que o mesmo utilizou um modelo global para fornecer as condições de contorno para as suas simulações. O modelo global de clima escolhido foi o modelo japonês MIROC, que numa comparação com outros modelos globais, conseguiu o melhor desempenho em simular o clima da América do Sul (BOMBARDI e CARVALHO, 2009).

Numa primeira fase, foi analisada uma simulação do clima presente do modelo RegCM. O modelo foi rodado com resolução espacial horizontal de 50 km em longitude e latitude entre janeiro de 1961 e dezembro de 2000, mas os resultados foram analisados somente para os 30 anos entre 1971 e 2000. Ele utilizou como condições iniciais e de contorno os dados do modelo MIROC na sua versão 3.2, com resolução de aproximadamente 125 x 125 km em longitude e latitude. Os dados de temperatura da superfície do mar (TSM) foram as médias mensais de todo o período numa resolução de 1° de longitude e latitude, provenientes do UK Met Office (RAYNER *et al.*, 2006). Em termos das duas variáveis analisadas, precipitação e temperatura, após comparadas com os dados observados do CRU, verificou-se que o modelo foi capaz de simular os principais padrões observados sobre a América do Sul. Ele apresentou bons resultados tanto em termos de médias quanto em relação à variabilidade temporal que essas variáveis apresentam sobre o continente. Em relação às quatro regiões estudadas (AMZ, NEB, SE e SUL), o modelo conseguiu simular a variabilidade de precipitação e temperatura para as três primeiras, mas não apresentou bons resultados para a região SUL no que diz respeito à precipitação. O modelo aparentemente não consegue simular de maneira coerente os principais fatores geradores de chuva dessa região, que são os sistemas frontais e os sistemas convectivos de mesoescala. Apesar dos bons resultados para AMZ, NEB e SE, algumas discrepâncias foram notadas e a técnica de remoção de viés foi fundamental para diminuir os erros relativos a precipitação. Quando comparado com a simulação do modelo global, verificou-se que o modelo regional de clima

RegCM melhorou a simulação, o que significa dizer que ocorreu um ganho nesse *downscaling* dinâmico e, portanto, torna o procedimento vantajoso. Além disso, constatou-se que a metodologia empregada de remoção de viés da chuva nas quatro regiões para os dois modelos atmosféricos possibilitou a melhor simulação da chuvas nessas regiões. Esse resultado foi importante, pois a chuva com a remoção de viés foi empregada na simulação de vazões na UHE Água Vermelha em condições do clima presente e comparada com a simulação da vazão com a chuva sem remoção de viés.

A seguir, o modelo hidrológico do tipo chuva-vazão SMAP foi utilizado para simular as vazões na UHE Água Vermelha. Após ser calibrado com a chuva observada utilizando os postos pluviométricos (46 ou 10, dependendo do modelo atmosférico) dentro da área de drenagem da BHRG, o SMAP foi integrado durante outro período para validar os parâmetros encontrados na fase anterior. No período de calibração, o modelo conseguiu representar corretamente a evolução temporal da vazão observada na UHE Água Vermelha, obtendo bons indicadores estatísticos. No primeiro período de validação, como já era esperado, o modelo obteve melhores resultados e estatísticas com a chuva observada. Entretanto, apesar de algumas discrepâncias, a utilização da chuva simulada sem remoção de viés foi capaz de captar a variabilidade interanual da vazão. Um detalhe muito importante é que nas fases de calibração e validação utilizando a chuva observada na BHRG, o SMAP obteve resultados praticamente semelhantes quando utilizou 46 ou 10 pontos no seu interior. Entretanto, na primeira fase de validação, quando o SMAP utilizou também as chuvas simuladas pelos modelos global e regional, notou-se uma melhora substancial quando o mesmo fora alimentado com as chuvas desse último, comprovando que o mais importante em si não é a quantidade de pontos dentro da bacia, mas sim a qualidade da informação introduzida no modelo hidrológico. Novamente, a utilização do modelo regional de clima mostrou-se útil, pois forneceu informações de chuva mais realistas do que o modelo global.

Num terceiro período diferente, foi feita a validação da vazão utilizando as chuvas dos modelos atmosféricos após a remoção de viés. De fato, a remoção de viés na precipitação dos modelos atmosféricos melhorou as vazões simuladas pelo modelo hidrológico SMAP. Não só as curvas de vazões simuladas passaram a se assemelhar mais à vazão observada, mas também os índices estatísticos utilizados na avaliação tiveram ganhos em seus valores. De uma maneira geral, os erros apresentados pelo modelo hidrológico, quando o mesmo utilizou a chuva com a remoção de viés,

diminuíram bastante, mas há muito espaço para se melhorar. Existe uma parcela desses erros que é inerente à chuva imposta ao modelo hidrológico, mas parte dos erros advém da metodologia e limitações da própria modelagem, haja visto que mesmo utilizando a chuva observada na bacia, o modelo também apresentou alguns erros.

Posteriormente, o modelo RegCM utilizou as condições de contorno do MIROC sob os cenários B1 (mais otimista) e A1B (menos otimista) do IPCC para gerar previsões meteorológicas entre 2011 e 2100. As previsões de temperatura e precipitação para a América do Sul para esse período provenientes dos modelos RegCM4 e MIROC foram analisados em blocos de 30 anos, de 2011 a 2040, de 2041 a 2070 e de 2071 a 2100. Os dois modelos concordam em um aumento progressivo de temperatura ao longo do século XXI, em concordância com as projeções do IPCC (CHRISTENSEN *et al.*, 2013), com máximos no trimestre JJA e com aumento mais significativo no cenário A1B. Em relação à precipitação para o século XXI, nos primeiros 30 anos as anomalias se assemelham nos dois cenários. Entretanto, elas são mais significativas no modelo regional do que no global. A partir da metade do século, elas vão se tornando mais intensas no cenário A1B para os dois modelos. No trimestre DJF, que está inserido no período chuvoso de grande parte do Brasil, a tendência apontada pelos modelos, especialmente no cenário A1B, é de diminuição das chuvas no centro-norte do continente sul americano e de aumento no cone sul. Esse padrão de anomalias de chuvas é citado nas projeções do IPCC como padrão de El Niño (CHRISTENSEN *et al.*, 2013), já que geralmente essas são algumas das influências na chuva sobre a América do Sul em episódios desse fenômeno (ROPELEWSKI e HALPERT, 1987). Constatou-se que as anomalias positivas na velocidade vertical ômega (correntes ascendentes mais fracas) tiveram um papel fundamental na menor formação de nuvens e, conseqüentemente, na geração de chuva sobre essas regiões. No caso da BHRG, os dois modelos atmosféricos apontam diminuição da precipitação ao longo do século XXI nos dois cenários, sendo que as anomalias negativas são mais intensas no 1º e 3º blocos de 30 anos.

A seguir as projeções de precipitação dos modelos RegCM e MIROC, já com a remoção de viés, para os blocos de 30 anos e para os dois cenários do IPCC, foram utilizadas pelo modelo hidrológico SMAP para gerar cenários de vazões para a BHRG, na UHE Água Vermelha. As projeções indicam reduções significativas nas vazões do Rio Grande nessa usina hidrelétrica. As reduções são mais significativas quando o modelo hidrológico utilizou as chuvas do século XXI provenientes do modelo regional

de clima RegCM. Em termos anuais, essa variação ficaria entre -20 e -30% comparada aos valores atuais. Quando utiliza as projeções de chuva do modelo global a variação fica entre 5 e -15%, já que um dos cenários acabou contribuindo para um leve aumento da vazão (cenário A1B, entre 2041 e 2070). Em relação aos cenários, tiveram variações praticamente semelhantes, tendo o B1 impactado mais as vazões na primeira metade do século e o A1B na segunda metade. A análise da distribuição de frequência das projeções de vazões também indicou redução de volume das vazões mais frequentes na UHE Água Vermelha, tendo sido mais intensa quando o modelo hidrológico utilizou a chuva do modelo RegCM.

Em relação à hipótese essencial deste estudo, conclui-se, baseado nos resultados apresentados, que as vazões na Bacia Hidrográfica do Rio Grande, mais especificamente na UHE Água Vermelha, tendem a diminuir ao longo do século XXI, na medida em que se mantenham esses cenários de emissão de poluentes. Tal redução nessa bacia e, possivelmente em outras próximas, poderia impactar o setor elétrico como um todo, principalmente no que diz respeito à geração hidroelétrica. Além disso, a retirada de água para abastecimento humano, dessedentação animal e irrigação, por exemplo também ficaria comprometida.

Desta forma, à luz do exposto neste estudo, algumas medidas públicas emergenciais já poderiam estar sendo tomadas, tais como uma maior diversificação da matriz energética brasileira baseada no aproveitamento da energia solar e eólica, sem incluir, no entanto, a queima de combustíveis fósseis, como tem sido feito nos últimos anos no Brasil, já que esta queima pode estar associada exatamente com a diminuição da precipitação nessa região. Outro ponto importante e que faz referência não só à região da bacia do Rio Grande, mas também ao restante dos estados de Minas Gerais, Goiás e Bahia, é que as políticas públicas destas regiões já deveriam estar apontando para campanhas relacionadas com o uso racional da água, tanto para fins de consumo humano, animal e irrigação, além do investimento no desenvolvimento de novas tecnologias para a transposição de rios e utilização dos aquíferos, desde que modo racional e sustentável.

Isoladamente, esses resultados dão uma ideia do que pode acontecer com as vazões na BHRG nesse século caso os cenários do IPCC se mantenham. Obviamente, existem muitas outras variáveis que devem ser analisadas antes de se concluir se o

Brasil terá problemas de geração de energia elétrica ou abastecimento de água. Entre alguns exemplos pode-se citar: construção de novas usinas hidrelétricas, diversificação da matriz energética dando mais ênfase a energia eólica e solar ou outras fontes renováveis, utilização mais racional da água, inserção de novas tecnologias que permitam o menor consumo de energia ou ainda que permitam a diminuição ou neutralização das emissões de gases de efeito estufa, etc.

Os resultados obtidos até aqui são bastante encorajadores com relação ao uso da metodologia proposta, pois mostram que a mesma é capaz de simular as vazões em bacia hidrográficas utilizando a precipitação simulada por modelos atmosféricos. A obtenção desses resultados permite que o processo que foi empregado possa ser aplicado de agora em diante em previsões futuras utilizando os cenários climáticos do IPCC em outras bacias hidrográficas. Com isso, espera-se obter um quadro mais amplo de como poderão evoluir as vazões nas nessas bacias. No entanto, melhorias podem ser implementadas em todo esse processo, como por exemplo, nos modelos atmosféricos e hidrológicos (com física mais aprimorada, aumento de resolução, maior número de modelos, etc), em técnicas de remoção de viés, ou mesmo na geração de cenários climáticos mais precisos por parte do IPCC.

7. Referências Bibliográficas

- ABREU, V., 2012: *Aplicação do modelo SMAP para a geração cenários de vazões mensais para a bacia do Rio Grande*. Projeto Final II, Engenharia de Recursos Hídricos e do Meio Ambiente, Universidade Federal Fluminense.
- ALVES, L. M., DE MELO, A. B. C., CHOU, S. C., NOBRE, P., 2000: "Estudo comparativo entre a precipitação sazonal simulada pelo modelo Eta/CPTEC e observada sobre o Brasil". In: *Proc. XI Cong. Bras. de Meteorologia*, Rio de Janeiro, Brasil.
- AMBRIZZI, T., ROCHA, R. P., MARENGO, J. A., PISNITCHENKO, I., NUNES, L. A., FENANDEZ, J. P. R., 2007: *Cenários regionalizados de clima no Brasil para o século XXI: projeções de clima usando três modelos regionais*. Relatório 3. Brasília: MMA.
- ANA, 2012a: *Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil: informe 2012*. Ed. Especial. Brasília, 215p.
- ANA, 2012b: *Orientações para consistência de dados pluviométricos*. Superintendência de Gestão da Rede Hidrometeorológica, SGH, Brasília.
- ANEEL, 2008: *Atlas de energia elétrica do Brasil*, Agência Nacional de Energia Elétrica, 3. ed., Brasília.
- ANEEL, 2012: Agência Nacional de Energia Elétrica. Disponível em: <http://www.aneel.gov.br>. Acesso em: 01 dezembro de 2015.
- AITKEN, A. P., 1973: "Assessing systematic errors in rainfall-runoff models", *J. Hydrol.*, 20: 121-136.
- ARAKAWA, A., SCHUBERT, W. H., 1974: "Interactions of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment Part I", *J. Atmos. Sci.*, 31, 671-701.
- ARAKAWA A., SUAREZ, M. J., 1983: "Vertical differencing of the primitive equations in sigma coordinates", *Mon. Wea. Rev.*, 111, 34-45.

- BEHENG, K. D., 1994: "A parameterization of warm cloud microphysical conversion processes", *Atmos. Res.*, 33, 193–206.
- BERTONI, J. C., TUCCI, C. E. M., 2001: "Precipitação". In.: *Hidrologia: ciência e aplicação*, Org. Carlos E. M. Tucci, 2^a ed., 2. reimpr., Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS: ABRH.
- BEVEN, K. J., KIRKBY, M. J., 1979: "A physically based, variable contributing area model of basin hydrology", *Hydrol. Sci. Bull.*, 24, 43-69.
- BLOCK, P. J., SOUZA FILHO, F. A., SUN, L., AND KWON, H. H., 2009: "A streamflow forecasting framework using multiple climate and hydrological models", *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 45, 828–843.
- BOMBARDI, R. J., CARVALHO, L. M. V., 2009: "IPCC global coupled model simulations of the South America monsoon system", *Climate Dynamics*, 33, 893-916.
- BRACONNOT, P., HARRISON, S. P., KAGEYAMA, M., BARTLEIN, P. J., MASSON-DELMOTTE, V., ABE-OUCHI, A., OTTO-BLIESNER, B., ZHAO, Y., 2012: "Evaluation of climate models using palaeoclimatic data", *Nature Clim. Change*, 2, 417–424.
- BRAGA, A. C. F. M., GALVÃO, C. O., ARAÚJO, E., SOUZA, E. P., OLIVEIRA, K. F., CIRNE, W., 2005: "Acoplamento operacional de modelos atmosféricos, hidrológicos e de gerenciamento de recursos hídricos". In: *Simpósio Internacional de Climatologia*, Fortaleza.
- BRAGA, R. S., CATALDI, M., OLIVEIRA, H. C., 2009: "Metodologia para Previsão de Vazões na Bacia do Rio Grande". In: *Anais do XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Campo Grande.
- BROCCOLI, A. J., 2000: "Tropical cooling at the last glacial maximum: an atmosphere-mixed layer-ocean model simulation", *Journal of Climate*, 13, 951–976.
- CASTANHARO, G., GILBERTONI, R. F. C., MÜLLER, I. I., ADRIOLO, M. V., KAVISKI, E., GUILHON, L. G. F., ROCHA, V. F., 2007: "Previsão de

Vazões na Bacia do Rio Iguaçu Baseada no Modelo SMAP e com Incorporação de Informações de Precipitação", *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 12, n. 3, pp. 57 – 68.

CATALDI, M., 2008: *Estudo Numérico da Influência das Anomalias da TSM do Atlântico Sul Extratropical e do Pacífico Equatorial no Regime Hidrometeorológico das Regiões Sul e Sudeste do Brasil*. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia, COPPE, Rio de Janeiro.

CAVALCANTI, I. F. A., SOUZA, C. A., KOUSKY, V. E. , 2001: "Droughts in Brazil during summer and fall 2001 and associated atmospheric circulation features", *Climanálise* (São José dos Campos), Cachoeira Paulista, SP.

CHOU, S., LYRA, A., MOURÃO, C., DEREZYNSKI, C., PILOTTO, I., GOMES, J., BUSTAMANTE, J., TAVARES, P., SILVA, A., RODRIGUES, D., CAMPOS, D., CHAGAS, D., SUEIRO, G., SIQUEIRA, G., MARENGO, J., 2014: "Assessment of Climate Change over South America under RCP 4.5 and 8.5 Downscaling Scenarios", *American Journal of Climate Change*, 3, 512-527.

CHRISTENSEN, J. H., CARTER, T. R., RUMMUKAINEN, M., AMANATIDIS, G., 2007: "Evaluating the performance and utility of regional climate models: the PRUDENCE project", *Clim Change* 81:1–6. doi: 10.1007/s10584-006-9211-6.

CHRISTENSEN, O. B., GAERTNER, M. A., PREGO, J. A., AND POLCHER, J., 2001: "Internal variability of regional climate models", *Climate Dynamics*, 17(11) : 857-873.

CHRISTENSEN, J. H., K. KRISHNA KUMAR, E. ALDRIAN, S.-I. AN, I.F.A. CAVALCANTI, M. DE CASTRO, W. DONG, P. GOSWAMI, A. HALL, J.K. KANYANGA, A. KITO, J. KOSSIN, N.-C. LAU, J. RENWICK, D.B. STEPHENSON, S.-P. XIE, T. ZHOU, 2013: "Climate Phenomena and their Relevance for Future Regional Climate Change". In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [STOCKER, T.F., D. QIN, G.-K. PLATTNER, M. TIGNOR, S.K. ALLEN, J. BOSCHUNG, A. NAUELS, Y. XIA, V. BEX, P.M. MIDGLEY (eds.)].

Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

COELHO, C. A. S., CARDOSO, D. H. F., FIRPO, M. A. F., 2015a: "Precipitation diagnostics of an exceptionally dry event in São Paulo, Brazil", *Theor Appl Climatol*. doi:10.1007/s00704-015-1540-9.

COELHO, C. A. S., OLIVEIRA, C. P., AMBRIZZI, T., REBOITA, M. S., CARPENEDO, C. B., CAMPOS, J. L. P. S., TOMAZIELLO, A. C. N., PAMPUCH, L. A., CUSTÓDIO, M. S., DUTRA, L. M. M., ROCHA, R. P., REHBEIN, A., 2015b: "The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections", *Climate Dynamics*, 45, Online publication date: 15-Aug-2015.

COLLINS, M., R. KNUTTI, J. ARBLASTER, J.-L. DUFRESNE, T. FICHEFET, P. FRIEDLINGSTEIN, X. GAO, W.J. GUTOWSKI, T. JOHNS, G. KRINNER, M. SHONGWE, C. TEBALDI, A.J. WEAVER, M. WEHNER, 2013: "Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility". In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [STOCKER, T.F., D. QIN, G.-K. PLATTNER, M. TIGNOR, S.K. ALLEN, J. BOSCHUNG, A. NAUELS, Y. XIA, V. BEX e P.M. MIDGLEY (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

COLLINS, W. D., BITZ, C. M., BLACKMON, M. L., BONAN, G. B., BRETHERTON, C. S., CARTON, J. A., CHANG, P., DONEY, S. C., HACK, J. J., HENDERSON, T. B., KIEHL, J. T., LARGE, W. G., MCKENNA, D. S., SANTER, B. D., SMITH, R. D., 2006: "The community climate system model version 3 (CCSM3)", *Journal of Climate*, v. 19, p. 2122-2143.

COLLISHONN, W., 2001: *Simulação Hidrológica de Grandes Bacias*, Tese de D.Sc., IPH/UFRGS, Porto Alegre, RS, Brasil.

CUADRA, S. V., ROCHA, R. P., 2006: "Simulação numérica do clima de verão sobre o Brasil e sua variabilidade", *Rev Bras Met*, v. 21, n. 2, p. 271-282.

- CUBASCH, U., D. WUEBBLES, D. CHEN, M.C. FACCHINI, D. FRAME, N. MAHOWALD, J.-G. WINTHER, 2013: "Introduction". In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [STOCKER, T.F., D. QIN, G.-K. PLATTNER, M. TIGNOR, S.K. ALLEN, J. BOSCHUNG, A. NAUELS, Y. XIA, V. BEX e P.M. MIDGLEY (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- DÉQUÉ, M., AND J. PIEDELIEVRE, 1995: "High-resolution climate simulation over europe", *Climate Dynamics*, 11,321–339.
- DIAS, T. L., 2014: *Estudo da Influência do Degelo do Ártico no Clima Global*, Dissertação de M.Sc., UFRJ/COPPE, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- DICKINSON, R. E., ERRICO , R. M., GIORGI, F., BATES, G. T., 1989: "A regional climate model for the western United States", *Climatic Change*, 15, 383–422.
- DINIZ, F. A., 2002: "Considerações sobre anomalias de precipitação no sudeste do Brasil durante janeiro e fevereiro de 2001". In: *Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Foz de Iguaçu, PR, 153-163.
- DRUYAN, L. M., FULAKEZA, M., 2002: "Dynamic downscaling of Seasonal Climate Predictions over Brazil", *J. Climate*, 2002, v. 15, p. 3411-3426.
- EBY, M., WEAVER, A. J., ALEXANDER, K., ZICKFELD, K., ABE-OUCHI, A., CIMATORIBUS, A. A., CRESPI, E., DRIJFHOUT, S. S., EDWARDS, N. R., ELISEEV, A. V., FEULNER, G., FICHEFET, T., FOREST, C. E., GOOSSE, H., HOLDEN, P. B., JOOS, F., KAWAMIYA, M., KICKLIGHTER, D., KIENERT, H., MATSUMOTO, K., MOKHOV, I. I., MONIER, E., OLSEN, S. M., PEDERSEN, J. O. P., PERRETTE, M., PHILIPPON-BERTHIER, G., RIDGWELL, A., SCHLOSSER, A., SCHNEIDER VON DEIMLING, T., SHAFFER, G., SMITH, R. S., SPAHNI, R., SOKOLOV, A. P., STEINACHER, M., TACHIIRI, K., TOKOS, K., YOSHIMORI, M., ZENG, N., ZHAO, F., 2013: "Historical and idealized climate model experiments: an intercomparison of Earth system models of intermediate complexity", *Clim. Past*, 9, 1111-1140.

- EMANUEL, K. A., 1991: "A scheme for representing cumulus convection in large-scale models", *J. Atmos. Sci.*, 48(21), 2313–2335.
- EMANUEL, K. A., ZIVKOVIC-ROTHMAN, M., 1999: "Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models", *J. Atmos. Sci.*, 56, 1766–1782.
- ETHERIDGE, D. M., STEELE, L. P., LANGENFELDS, R. L., FRANCEY, R. J., BARNOLA, J.-M., MORGAN, V. I., 1996: "Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn", *J. Geophys. Res.*, 101(D2), 4115–4128.
- FAIRALL, C., BRADLEY, E., GODFREY, J., WICK, G., EDSON, J., YOUNG, G., 1996: "Cool-skin and warm layer effects on sea surface temperature", *Journal of Geophysical Research*, 101, 1295–1308.
- FERNANDEZ, J. P. R., 2004: *Ondas Quase-estacionárias no Hemisfério Sul: Observações e Simulações Climáticas sobre América do Sul*, Tese Doutorado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, Brasil.
- FERNANDEZ, J. P. R., FRANCHITO, S. H., RAO, V. B., 2006: "Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models. Part I: Mean climatology", *Theor Appl Climatol*, v. 86, p. 247-260.
- FERNÁNDEZ BOU, A. S., VENTURA DE SÁ, R., CATALDI, M., 2015: "Flood forecasting in the upper Uruguay River basin", *Natural Hazards*, 79, 1239-1256.
- FLATO, G., J. MAROTZKE, B. ABIODUN, P. BRACONNOT, S.C. CHOU, W. COLLINS, P. COX, F. DRIOUECH, S. EMORI, V. EYRING, C. FOREST, P. GLECKLER, E. GUILYARDI, C. JAKOB, V. KATTSOV, C. REASON e M. RUMMUKAINEN, 2013: "Evaluation of Climate Models". In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [STOCKER, T.F., D. QIN, G.-K. PLATTNER, M. TIGNOR, S.K. ALLEN, J. BOSCHUNG, A. NAUELS, Y. XIA, V. BEX e P.M. MIDGLEY

(eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

FRAGOSO JÚNIOR, C. R., 2012: "Modelos Hidrológicos", *Notas de Aula*, Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Alagoas.

FUENTES, M. V., 1996: "Bloqueios", *Climanálise Especial*, Capítulo 8, INPE.

GIORGI, F., 1990: "Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model", *J. Climate*, 3, 941–963.

GIORGI, F., MARINUCCI, M. R., BATES, G. T., 1993a: "Development of a second generation regional climate model (regcm2) i: Boundary layer and radiative transfer processes", *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2794–2813.

GIORGI, F., MARINUCCI, M. R. , BATES, G. T., DECANIO, G., 1993b: "Development of a second generation regional climate model (regcm2) ii: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions", *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2814–2832.

GIORGI, F., BATES, G. T., 1989: "The climatological skill of a regional model over complex terrain", *Mon. Wea. Rev.*, 117, 2325–2347.

GIORGI, F., MEARNS, L.vO., 1999: "Introduction to special section: Regional climate modeling revisited", *J. Geophys. Res.*, 104, 6335–6352.

GIORGI, F., BI, X., PAL, J., 2004: "Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe I. Present day climate (1961-1990)", *ClimDyn*, 22, 733-756.

GIORGI, F., PAL, J. S. , BI, X., SLOAN, L., ELGUINDI, N., SOLMON, F., 2006: "Introduction to the tac special issue: The regcnet network", *Theoretical and Applied Climatology*, 86, 1–4.

GIORGI, F., COPPOLA, E., SOLMON, F., MARIOITTI, L., SYLLA, M. B., BI, X., ELGUINDI, N., DIRO, G. T., NAIR, V., GIULIANI, G., COZZINI, S., GUETTLER, I., O'BRIEN, T. A., TAWFIK, A. B., SHALAPY, A., ZAKY, A. S., STEINER, A. L., STORDAL, F., SLOAN, L. C., BRANKOVIC, C.,

- 2012: "RegCM4: Model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains", *Climate Research*, 52, 7-29.
- GONÇALVES, R. C., 2008: *Modelagem Hidrológica do tipo chuva-vazão via SMAP e TOPMODEL - Estudo de Caso: Bacia do Rio Piabanha/RJ*. Dissertação (mestrado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, Rio de Janeiro.
- GOODCHILD, M. F., 1993: "The state of GIS for environmental problem-solving". In: *Environmental modeling with GIS*, GOODCHILD, M.F.; PARKS, B.O.; STEYAERT, L.T., ed. New York, Oxford University Press. Cap. 2, p. 8-15.
- GOTTSCHALK, L., MOTOVILOV, Y., 2000: "Macro-scale hydrological modelling – a scandinavian experience". In: *International Symposium on: 'Can science and society save the water crisis in the 21st century – reports from the World'*, Tokyo. Japan Society of Hydrology and Water Resources. p.38-45.
- GRELL, G. A., DUDHIA, J., STAUFFER, D. R., 1994: "Description of the fifth generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5)", *Tech. Rep. TN-398+STR*, NCAR, Boulder, Colorado, pp. 121.
- GUILHON, L. G. F., ROCHA, V. F., MOREIRA, J. C., 2007: "Comparação de Métodos de Previsão de Vazões naturais Afluentes a Aproveitamentos Hidrelétricos", *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 12, n. 3, pp. 13 – 20.
- HANSEN, J., LACIS, A., RIND, D., RUSSELL, G., STONE, P., FUNG, I., RUEDY, R., LERNER, J., 1984: "Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms, in Climate Processes and Climate Sensitivity", *Geophys. Monogr. Ser.*, 29, 130–163.
- HANSEN, J., SATO, M., RUEDY, R., 1997: "Radiative forcing and climate response", *J. Geophys. Res.*, 102(D6), 6831–6864.
- HASUMI, H., 2000: "CCSR Ocean Component Model (COCO) Version 2.1", *CCSR Report*, 13, 68pp.

- HASUMI, H., EMORI, S., 2004: "K-1 coupled GCM (MIROC) description", *K-1 technical report*, 1, H. HASUMI e S. EMORI (eds.), Center for Climate System Research, University of Tokyo, 34pp.
- HOHENEGGER, C., BROCKHAUS, P., SCHAR, C., 2008: "Towards climate simulations at cloud-resolving scales", *Meteorol. Z.* 17, 383–394.
- HOLTSLAG, A. A. M., BRUIJN, E. I. F. DE, PAN, H.-L., 1990: "A high resolution air mass transformation model for shortrange weather forecasting", *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1561–1575.
- HOLTSLAG, A. A. M., BOVILLE, B. A., 1993: "Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model", *J. Climate*, 6, 1825–1842.
- HOREL, J. D., PECHMANN, J. B., HAHMANN, A. N., GLEISLER, J. E., 1994: "Simulations of the Amazon basin circulation with a regional model", *J. Climate*, v. 7, n. 1, 56-71.
- HOUGHTON, J. T., JENKINS, G. J., EPHRAUMS, J.J., 1990: *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- IPCC , 2000: *IPCC Special Report on Emissions Scenarios*. Prepared by Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, pp 570.
- IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [HOUGHTON, J.T., Y. DING, D.J. GRIGGS, M. NOGUER, P.J. VAN DER LINDEN, X. DAI, K. MASKELL, C.A. JOHNSON (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [SOLOMON, S., D. QIN, M. MANNING, Z. CHEN, M. MARQUIS, K.B. AVERYT, M. TIGNOR, H.L. MILLER (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

- IPT, Instituto de Pesquisas Tecnológicas, 2008: *Diagnóstico da situação dos recursos hídricos na Bacia Hidrográfica do Rio Grande (BHRG) – SP/MG*, Relatório Técnico n° 96.581-205. São Paulo.
- JACOB, D., L. BARRING, O. CHRISTENSEN, J. CHRISTENSEN, M. DE CASTRO, M. DEQUE, F. GIORGI, S. HAGEMANN, M. HIRSCHI, R. JONES, E. KJELLSTRÖM, G. LENDERINK, B. ROCKEL, E. SÁNCHEZ, C. SCHÄR, S. SENEVIRATNE, S. SOMOT, A. V. ULLEN, B. V. DEN HURK, 2007: "An inter- comparison of regional climate models for Europe: model performance in present-day climate", *Climatic Change*, 81 (S1), 31–52.
- JOHNS, T. C., DURMAN, C. F., BANKS, H. T., ROBERTS, M. J., MCLAREN, A. J., RIDLEY, J. K., SENIOR, C. A., WILLIAMS, K. D., JONES, A., RICKARD, G. J., CUSACK, S., INGRAM, W. J., CRUCIFIX, M., SEXTON, D. M. H., JOSHI, M. M., DONG, B.-W., SPENCER, H., HILL, R. S. R., GREGORY, J. M., KEEN, A. B., PARDAENS, A. K., LOWE, J. A., BODAS-SALCEDO, A., STARK, S., E SEARL, Y., 2006: "The new Hadley Centre Climate Model (HadGEM1): Evaluation of coupled simulations", *Journal of Climate*, 19, 1327– 1353.
- JUNIOR, A. D. A., REBELLO, E., 2002: "A Meteorologia e a Gestão de Energia Elétrica", *Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia*, 26, 19 - 22.
- KALNAY, E., 2003: *Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability*, Cambridge University Press, 341pp.
- KAISER, I. M., 2006: *Avaliação de métodos de composição de campos de precipitação para uso em modelos hidrológicos distribuídos*. Tese de Doutorado, Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos.
- KARLICKÝ, J., 2013: "Regional climate simulations with WRF model". In: *Proc. WDS'13: Part III: Physics*, Prague, Czech Republic, Charles University, 80–84.
- KEELING, C. D., BACASTOW, R. B., BAINBRIDGE, A. E., EKDAHL, C. A., GUENTHER, P. R., WATERMAN, L. S., 1976: "Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii", *Tellus*, vol. 28, 538-551.

- KIEHL, J. T., HACK, J. J., BONAN, G. B., BOVILLE, B. A., BREIGLEB, B. P., WILLIAMSON, D., RASCH, P., 1996: "Description of the near community climate model (ccm3)", *Tech. Rep. NCAR/TN-420+STR*, National Center for Atmospheric Research.
- KOUSKY, V. E., KAYANO, M. T., CAVALCANTI, I. F. A., 1984: "The Southern Oscillation: Oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies", *Tellus*, 36A, 490-504.
- LAWRENCE, P., CHASE, T., 2007: "Representing a new MODIS consistent land surface in the Community Land Model (CLM3.0)", *J. Geophys. Res.*, 112, g01023.
- LEGGETT, J., W.J. PEPPER, R.J. SWART, 1992: "Emissions Scenarios for IPCC: An Update". In: *Climate Change 1992. The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment* [HOUGHTON, J.T., B.A. CALLANDER AND S.K. VARNEY (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 69-95.
- LE TREUT, H., LI, Z.-X., 1991: "Sensitivity of an atmospheric general circulation model to prescribed SST changes: feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties", *Climate Dynamics*, 5, 175-187.
- LIMA, C. H. R., LALL, U., 2010: "Climate informed monthly streamflow forecasts for the Brazilian hydropower network using a periodic ridge regression model", *J Hydrol*, 380:438-449 doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.11.016.
- LIN, S.-J., ROOD, R. B., 1996: "Multidimensional flux-form semi-Lagrangian transport schemes", *Mon. Wea. Rev.*, 124, 2046-2070.
- LOPES, J. E. G., BRAGA, B. P. F., CONEJO, J. G. L., 1982: *SMAP - A Simplified Hydrological Model, Applied Modelling in Catchment Hydrology*, ed. V.P.Singh, Water Resources Publications..
- LOPES, J. E. G., PORTO, R. L. L., 1991: "Técnica de Pesquisa Global de Parâmetros para a Calibração de Modelos Chuva-Vazão", *IX Simpósio Bras. de Rec. Hídricos*.
- LOPES, J. E. G., 1999: *Manual do Usuário do SMAP – v. 99*.

- LOUIS, J., 1979: "A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere", *Bound.- Layer Meteor.*, 17, 187-202.
- LOVELAND, T. R., REED, B. C., BROWN, J. F., OHLEN, D. O., ZHU, Z., YANG, L., MERCHANT, J. W., 2000: "Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCOVER from 1-km AVHRR data", *Int J Remote Sens*, 21, 1303–1330.
- MANABE, S., WETHERALD, R. T., 1980: "On the distribution of climate change resulting from an increase in CO₂-content of the atmosphere", *J. Atmos. Sci.*, 37, 99-118.
- MARENGO, J. A., NOBRE, C. A., TOMASELLA, J., OYAMA, M. D., OLIVEIRA, G. S., OLIVEIRA, R., CAMARGO, H., ALVES, L. M., BROWN, I. F., 2008: "The drought of Amazonia in 2005", *J. Clim.*, 21, 495–516. doi:10.1175/2007JCLI1600.1
- MARENGO, J. A., NOBRE, C. A., CHOU, S. C., TOMASELLA, J., SAMPAIO, G., ALVES, L. M., OBREGON, G., SOARES, W., BETTS, R., KAY, G., 2011: *Riscos das Mudanças Climáticas na Amazonia*.
- MARQUES, R. F. C., RAO, V. B., 1996: "Bloqueio Atmosférico no Hemisfério Sul durante o período de 1980 a 1993", *Climanalise Especial*, Cap 8, INPE.
- MCGUFFIE, K., HENDERSON-SELLERS, A., 1997: *A Climate Modelling Primer - 2nd Ed., Research and Developments in climate and Climatology*, A. HENDERSON-SELLERS AND M. M. VERSTRAETE.
- MCGUFFIE, K, HENDERSON-SELLERS, A., 2001: "Forty years of numerical climate modelling", *International Journal of Climatology*, 21:9, 1067-1109.
- MCT, Ministério da Ciência e Tecnologia, 2006: *Primeiro Inventário Brasileiro de Emissões Antrópicas de Gases de Efeito Estufa - Emissões de Dióxido de Carbono e de Metano pelos Reservatórios Hidrelétricos Brasileiros*, Brasília, 117 pp.
- MEARNS LO, HULME M, CARTER TR, LEEMANS R, LAL M, WHETTON P., 2001: "Climate scenario development". In: *Climate Change 2001: The*

- Scientific Basis*. JT HOUGHTON, Y DING, DJ GRIGGS, M NOGUER, PJ VAN DER LINDEN, D XIAOSU AND K MASKELL (eds.). Cambridge University Press New York: Cambridge University Press.
- MELLOR, G. L., YAMADA, T., 1982: "Development of a turbulence closure model for geostrophic fluid problems", *Rev. Geophys.*, 20, 851-875.
- MELO, H. A., 2010: *Integração entre modelos hidrológicos e sistemas de informações geográficas: uma avaliação metodológica*. Dissertação de Mestrado. Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande, 106p.
- MILLER, M. J., BELJAARS, A. C. M., PALMER, T. N., 1992: "The sensitivity of the ECMWF model to the parameterization of evaporation from the tropical oceans", *J. Climate*, 5, 418-434.
- MITCHELL, T. D., JONES, P. D., 2005: "An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids", *International Journal of Climatology*, 25, 693-712. doi:10.1002/joc.1181
- MME - Ministério de Minas e Energia, 2014: *Plano Decenal de Expansão de Energia 2023*. Relatório da Empresa de Pesquisa Energética. Brasília.
- MOHR, K. I., SLAYBACK, D., YAGER, K., 2014: "Characteristics of Precipitation Features and Annual Rainfall during the TRMM Era in the Central Andes", *J. Climate*, 27, 3982–4001.
- NAKAJIMA, T., TSUKAMOTO, M., TSUSHIMA, Y., NUMAGUTI, A., KIMURA, T., 2000: "Modelling of the radiative process in an atmospheric general circulation model", *Appl. Opt.*, 39, 4869-4878.
- NAKANO, H., SUGINOHARA, N., 2002: "Effects of bottom boundary layer parameterization on reproducing deep and bottom waters in a World Ocean model", *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 1209-1227.

- NEW, M., HULME, M., JONES, P. D., 1999: "Representing twentieth century space-time climate variability. Part 1: development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology", *Journal of Climate*, 12, 829-856.
- NOBRE, P., MOURA, A. D., SUN, L. 2001: "Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Nordeste Brazil with ECHAM3 and NCEP regional spectral model at IRI", *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 82, n. 12, p. 2787-2796, 2001.
- NÓBREGA, M. T., COLLISCHONN, W., TUCCI, C. E. M., PAZ, A. R., 2011: "Uncertainty in climate change impacts on water resources in the Rio Grande Basin, Brazil", *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 585-595.
- NOH, Y., KIM, H.-J., 1999: "Simulations of temperature and turbulence structure of the oceanic boundary layer with the improved near-surface process", *J. Geophys. Res.*, 104, 15,621-15,634.
- NUMAGUTI, A., TAKAHASHI, M., NAKAJIMA, T., SUMI, A., 1997: *Description of CCSR/NIES Atmospheric General Circulation Model, CGER's Supercomputer Monograph Report*, Center for Global Environmental Reserch, National Institute for Environmental Studies, No.3, 1-48.
- OKI, T., SUD, Y. C., 1998: *Design of total runoff integrating pathways (TRIP) - a global river channel network*, *Earth Interactions*, 2.
- OLESON, K. W., COAUTHORS, 2004: *Technical description of the Community Land Model (CLM)*, Tech. Rep. NCAR/TN-461STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 174 pp.
- OLESON, K. W., NIU, G.-Y. , YANG, Z.-L., LAWRENCE, D. M., THORNTON, P. E., LAWRENCE, P. J., STOCKLI, R., DICKINSON, R. E., BONAN, G. B., LEVIS, S., DAI, A., QIAN, T., 2008: "Improvements to the Community Land Model and their impact on the hydrological cycle", *J. Geophys. Res.*, 113, G01021.
- OLIVEIRA, S. L., 2009: *Avaliação Climatológica da Distribuição Média Mensal de Precipitação em Bacias hidrográficas Integrantes do SIN, utilizando os dados do Climate Research Unit (CRU)*. Monografia de Meteorologia, UFRJ.

- ONS - Operador Nacional do Sistema, 2005: *Revisão das Séries de Vazões Naturais nas Principais Bacias do SIN*. Relatório Executivo, Dezembro de 2005. Rio de Janeiro.
- OTTO, F. E. L., COELHO, C. A. S., KING, A., COUGHLAN, E., WADA, Y., VAN OLDENBORGH, G. J., HAARSMA, R., HAUSTEIN, K., UHE, P., VAN AALST, M., ARAVEQUIA, J. A., ALMEIDA, W., CULLEN, H., 2015: "Factors other than climate change, main drivers of 2014/15 water shortage in Southeast Brazil", *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 96, no. 12, S35-S40, doi:10.1175/BAMS-EEE_2014_ch8.1.
- PAZ, L. R. L., 2006: *Hidrelétricas e Terras Indígenas na Amazônia: Desenvolvimento Sustentável?*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Planejamento Energético, Rio de Janeiro.
- PAL, J. S., SMALL, E. E. , ELTAHIR, E. A. B., 2000: "Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM", *J. Geophys. Res.-Atmospheres*, 105(D24), 29, 579-594.
- PEIXOTO, J. P., 1991: *Os Modelos Matemáticos do Clima*. Tomo XXXI das Memórias da Academia das Ciências de Lisboa, Classe de Ciências.
- PEIXOTO, J. P., OORT, A. H., 1992: *Physics of climate*. American Institute of Physics, New York, USA, 520 pp.
- PESQUERO, J. F., CHOU, S. C., NOBRE, C. A., MARENGO, J. A., 2010: "Climate downscaling over South America for 1961-1970 using the Eta Model", *Theoretical and Applied Climatology*, v. 99, n. 1-2, p. 75-93. doi: 10.1007/s00704-009-0123-z.
- PETOUKHOV, V., CLAUSSEN, M., BERGER, A., CRUCIFIX, M., EBY, M., ELISEEV, V., FICHEFET, T., GANOPOLSKI, A., GOOSSE, H., KAMENKOVICH, I., MOKHOV, I. I., MONTROYA, M., MYSAK, L. A., SOKOLOV, A., STONE, P., WANG, Z., WEAVER, A. J., 2005: "EMIC Intercomparison Project (EMIP-CO2): comparative analysis of EMIC

- simulations of climate, and of equilibrium and transient responses to atmospheric CO₂doubling", *Clim. Dynam.*, 25, 363–385.
- PHIPPS, S. J., 2006: *On Long-Term Climate Studies Using a Coupled General Circulation Model*. PhD thesis, University of Tasmania.
- QUADRO, M. F. L., 1994: *Estudo de episódios de Zona de Convergência do Atlântica Sul (ZCAS) sobre a América do Sul*. Dissertação (Mestrado), São José dos Campos, SP.
- RANDALL, D. A., Ed., 2000: *General Circulation Model Development. Past, Present, and Future*. Academic Press, 807 pp.
- RANDALL, D. A., 2004: *An introduction to atmospheric modeling*. Department of Atmospheric Science, Colorado State University.
- RASMUSSEN, E. M., CARPENTER, T. H., 1982: "Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation / El. Nino", *Mon. Wea. Rev.*, 110, 354-384.
- RAYNER, N. A., PARKER, D. E., HORTON, E. B., FOLLAND, C. K., ALEXANDER, L. V., ROWELL, D. P., KENT, E. C., KAPLAN, A., 2006: *UKMO - GISST/MOHSST4/MOHSST6 - Global Ice coverage and SST (1856-2006)*. Disponível em: <http://badc.nerc.ac.uk/data/gisst/>. Acesso em: 01 de dezembro de 2012.
- RENNÓ, C. D., SOARES, J. V., 2000: *Modelos Hidrológicos para Gestão Ambiental*. Relatório Técnico Parcial. Programa de Ciência e Tecnologia para Gestão de Ecossistemas Ação "Métodos, modelos e geoinformação para a gestão ambiental". Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Ministério da Ciência e Tecnologia.
- RIGHETTO, A. M., 1998: *Hidrologia e Recursos Hídricos*. São Carlos, EESC-USP, 840p.
- ROBERTSON, D. E., WANG, Q. J., 2012: "A Bayesian Approach to Predictor Selection for Seasonal Streamflow Forecasting", *J. Hydrometeorol*, 13, 155–171.

- ROCHA, R. P., AMBRIZZI, T., CUANDRA, S. V., FERRAZ, S. E. T., E FERNANDES, J. P., 2006: "RegCM3 simulations nested in the Hadley Center Model over South America: the present day climate". In: *International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, 08. 24–28 Abril, Foz do Iguaçu (PR), pp 373–378.
- ROCHA, R. P., MORALES, C. A., CUADRA, S. V., E AMBRIZZI, T., 2009: "Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America: An evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations", *Journal of Geophysical Research*, v. 114, p. D10108.
- ROMATSCHKE, U., HOUZE, R. A., 2010: "Extreme summer convection in South America", *J. Climate*, 23, 3761–3791.
- ROPELEWSKI, C. F., HALPERT, M. S., 1987: "Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Nino/ Southern Oscillation", *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1606-1626.
- ROPELEWSKI, C. F. JONES, P. D., 1987: "An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index", *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2161-2165.
- ROSA, L. P., SANTOS, M. A., 2000: *Certainty and Uncertainty in the Science of Greenhouse Gas Emissions from Hydroelectric Reservoirs – A Report on the State of the Art for the World Commission on Dams*, Final Report.
- ROSA, L. P., SANTOS, M. A., MATVIENKO, B., SIKAR, E., 2002: "Hydroelectric reservoirs and global Warming". In: *Rio 02 - World Energy Climate and Energy Event*, Rio de Janeiro. Book of Proceedings - Rio 02. Rio de Janeiro : COPPE-UFRJ, v. 1, p. 123-129.
- ROSATI, A., MIYAKODA, K., 1988: "A general circulation model for upper ocean simulation", *J. Phys. Oceanogr*, 18, 1601-1626.
- SÁNCHEZ, E., GAERTNER, M. A., GALLARDO, C., 2009: "Dynamical downscaling of daily precipitation over the Iberian Peninsula: a spatial resolution analysis for present and future climate conditions", *Física de la Tierra*, 21, 207-218.

- SANTOS, E. O., 2006: *Contabilização das Emissões Líquidas de Gases de Efeito Estufa de Hidrelétricas: Uma Análise Comparativa entre Ambientes Naturais e Reservatórios Hidrelétricos*. Tese (COPPE/UFRJ), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 165 p.
- SANTOS, L. L., 2009: "Modelos Hidráulicos-Hidrológicos: Conceitos e Aplicações", *Revista Brasileira de Geografia Física*, 2, 1-19.
- SARAIVA, I. S., 2010: *Regionalização de parâmetros de modelos de simulação hidrológica para emprego em bacias hidrográficas sem monitoramento fluviométrico*. Dissertação de Mestrado. Escola de Engenharia. Universidade Federal de Minas Gerais.
- SETH, A., ROJAS, M., 2003: "Simulation and sensitivity in a nested modeling system for South America. Part I: reanalysis boundary forcing", *Journal of Climate*, 16, n 15, 2437-2453.
- SETH, A., RAUSCHER, S. A., CAMARGO, S. J., QIAN, J. H., PAL, J. S., 2007: "RegCM3 regional climatologies for South America using reanalysis and ECHAM global model driving fields", *Clim Dynam*, v. 28, p. 461–480.
- SILVA, F. N. R., 2002, *Avaliação do modelo de circulação geral lmd-z em diferentes experimentos climáticos utilizando uma grade em zoom centrada sobre o Rio de Janeiro*. Dissertação de Monografia, Depto de Meteorologia, UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- SILVA, F. N. R., 2005: *Utilização de um Modelo de Circulação Geral da Atmosfera para Previsões Sazonais: sensibilidade a dois Esquemas de Convecção e a duas resoluções espaciais diferentes*. Dissertação de Mestrado, Programa de Engenharia Civil, COPPE, UFRJ.
- SILVA, F. N. R., ALVES, J. L. D., CATALDI, M., 2011: "Climatologia da América do Sul entre 1991 e 2009 simulada pelo modelo RegCM 4.1". In: *IV Simpósio Internacional de Climatologia*, João Pessoa, PB.
- SILVA DIAS, M. A. F., SILVA DIAS, P. L., 2007: "As incertezas regionais nos cenários de mudanças climáticas globais", *Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia*, v. 31, p. 12-16.

- SLINGO, J. M., 1989: "A gcm parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds", *J. Atmos. Sci.*, 46, 1419–1427.
- SMAGORINSKY, J., 1963: General circulation experiments with the primitive equations, *Mon. Wea. Rev.*, 91, 99-164.
- SOLMAN, S. A., NUÑEZ, M. N., CABRÉ, M., 2008: "Regional climate change experiments over southern South America. I: Present climate", *Climate Dynamics*, 30(5), 533-552.
- SOLMAN, S. A., 2013: "Regional Climate Modeling over South America: A Review", *Advances in Meteorology*, 2013, 1-13.
- SOUZA FILHO, F. A., LALL, U., 2003: "Seasonal to Interannual Ensemble Streamflow Forecasts for Ceara, Brazil: Applications of a Multivariate, Semiparametric Algorithm", *Water Resources Research*, 39(11):1307.
- STEINER, A. L., PAL, J. S., RAUSCHER, S. A., BELL, J. L., DIFFENBAUGH, N. S., BOONE, A., SLOAN, L. C., GIORGI, F., 2009: "Land surface coupling in regional climate simulations of the West African monsoon", *Climate Dynamics*, 33(6), 869–892.
- SUN, L., MONCUNILL, D. F., LI, H., MOURA, A. D., FILHO, F. DE A. DE S, 2005: "Climate Downscaling over Nordeste, Brazil, Using the NCEP RSM97", *J. Climate*, v 18, 551–567.
- SUNDQVIST, H., BERGE, E., KRISTJANSSON, J. E., 1989: "The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model", *J. Climate*, 11, 2698–2712.
- TAKATA, K., WATANABE, T., EMORI, S., 2003: "Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff", *Global and Planetary Change*, 38, 209-222.
- TAKEMURA, T., OKAMOTO, H., MARUYAMA, Y., NUMAGUTI, A., HIGURASHI, A., NAKAJIMA, T., 2000: "Global three-dimensional simulation of aerosol optical thickness distribution of various origins", *J. Geophys. Res.*, 105, 17,853-17,873.

- TANAJURA, C. A. S., 1996: *Modeling and analysis of the South American summer climate*. Ph.D. diss. University of Maryland, College Park Maryland.
- TAYLOR, K. E., STOUFFER, R. J., MEEHL, G. A., 2012: "An overview of CMIP5 and the experiment design", *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 485–498.
- THONING, K. W., TANS, P. P., KOMHYR, W. D., 1989: "Atmospheric carbon dioxide at Mauna Loa Observatory 2. Analysis of the NOAA GMCC data, 1974-1985", *J. Geophys. Research*, vol. 94, 8549-8565.
- TOMASELLA, J., NOBRE, C. A., 2002: "O papel do CPTEC no enfrentamento da crise energética", *Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia*, 26, 23 - 28.
- TRENBERTH, K. E., 1984: "Signal versus noise in the Southern Oscillation", *Mon. Wea. Rev.*, 112, 326–332.
- TRENBERTH, K.E., 1992: *Climate System Modeling*. Cambridge University Press, Cambridge, 788pp.
- TROUP, A. J., 1965: "The Southern Oscillation", *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 91, 490-506.
- TUCCI, C. E. M., 1993: *Hidrologia Ciência e Aplicação*. 1. ed. Porto Alegre: Editora da Universidade(UFRGS) e EDUSP, v. 1, 912p.
- TUCCI, C. E. M., 1998: *Modelos hidrológicos*, 1o ed. Universidade /UFRGS/Associação Brasileira de Recursos Hídricos, Porto Alegre, 668p.
- TUCCI, C. E. M., 2005: *Modelos Hidrológicos*. 2o. ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS ABRH GWP, 2005. v. 1. 678p.
- TUCCI, C. E. M., MARENGO, J. A., DIAS, P. L. S., COLLISHONN, W., SILVA, B. C., CLARKE, R., CARDOSO, A. O., JUAREZ, R. N., SAMPAIO, G., CHOU, S. C., 2005: *Previsão de vazões na bacia do Rio São Francisco com base na previsão climática*. Brasília: ANEEL, Projeto OMM/98/00 - Relatório Técnico Final, 368 p.

- TUCCI, C. E. M., COLLISHONN, W., CLARKE, R. T., PAZ, A. R., ALLASIA, D., 2008: "Short- and long-term flow forecasting in Rio Grande watershed", *Atmospheric Science Letters*, v. 9, p. 1-4, 2008.
- UNO, I., CAI, X.-M., STEYN, D. G., EMORI, S., 1995 "A simple extension of the Louis method for rough surface layer modeling", *Bound.-Layer Meteor.*, 76, 395-409.
- USGS (United States Geological Survey), 1966: *Double-Mass Curves. Manual of Hydrology: Part I. General Surface-Water Techniques*, by JAMES K. SEARCY and CLAYTON H. HARDISON, United States Department of the Interior.
- WATANABE, T., 1994: "Bulk parameterization for a vegetated surface and its application to a simulation of nocturnal drainage flow", *Boundary-Layer Meteorol.*, 70, 13-35.
- WEI, J., MALANOTTE-RIZZOLI, P., ELTAHIR, E. A. B., XUE, P., XU, D., 2013: "Coupling of a Regional Atmospheric Model (RegCM3) and a Regional Oceanic Model (FVCOM) over the Maritime Continent", *Climate Dynamics*, 43, 1575-1594.
- WELLS, N. C., 2012: *The Atmosphere and Ocean: a physical introduction*, 3rd ed., 424 pp., John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, U.K.
- WILBY, R.L., WIGLEY, T.M.L., 1997: "Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations", *Progress in Physical Geography*, 21, 530–548.
- WILBY, R.L., HASSAN, H., HANAKI, K., 1998: "Statistical downscaling of hydrometeorological variables using general circulation model output", *Journal of Hydrology*, 205, 1–19.
- ZENG, X., ZHAO, M. , DICKINSON, R. E., 1998: "Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using toga coare and tao data", *J. Climate*, 11, 2628–2644.

- ZENG, X., 2005: "A prognostic scheme of sea surface skin temperature for modeling and data assimilation", *Geophysical Research Letters*, 32, 114605.
- ZICKFELD, K., EBY, M., WEAVER, A. J., ALEXANDER, K., CRESPI, E., EDWARDS, N. R., ELISEEV, A. V., FEULNER, G., FICHEFET, T., FOREST, C. E., GOOSSE, H., HOLDEN, P. B., JOOS, F., KAWAMIYA, M., KICKLIGHTER, D., KIENERT, H., MATSUMOTO, K., MOKHOV, I. I., MONIER, E., OLSEN, S. M., PEDERSEN, J. O. P., PERRETTE, M., PHILIPPON-BERTHIER, G., RIDGWELL, A., SCHLOSSER, A., SCHNEIDER VON DEIMLING, T., SHAFFER, G., SOKOLOV, A. P., SPAHNI, R., STEINACHER, M., TACHIIRI, K., TOKOS, K., ZENG, N., ZHAO, F., 2013: "Long-term climate change commitment and reversibility: An EMIC intercomparison", *J. Climate*, 26, 5782–5809.

8. Anexo A - Modelo RegCM4

8.1. História

O RegCM é um modelo climático regional que vem sendo desenvolvido ao longo de vários anos. Ele evoluiu a partir da primeira versão desenvolvida no final dos anos oitenta (RegCM1, DICKINSON *et al.*, 1989, GIORGI, 1990), a versões posteriores no início dos anos noventa (RegCM2, GIORGI *et al.*, 1993a, GIORGI *et al.*, 1993b), final dos anos noventa (RegCM2.5, GIORGI e MEARNs, 1999) e 2000 (RegCM3, PAL *et al.*, 2000).

O RegCM foi o primeiro modelo de área limitada desenvolvido para simulação climática regional e também participou de inúmeros projetos de intercomparação entre modelos regionais de clima. Além disso, ele tem sido aplicado por uma grande variedade de pesquisadores interessados em estudos climáticos regionais, desde estudos de processos até paleoclimáticos e projeções do clima futuro (GIORGI e MEARNs, 1999, GIORGI *et al.*, 2006).

A ideia de que os modelos de área limitada poderiam ser utilizados para estudos regionais foi originalmente proposta por DICKINSON *et al.* (1989) e GIORGI (1990). Esta ideia foi baseada no conceito do aninhamento de grades em apenas uma direção, no qual os campos meteorológicos de grande escala do Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) fornecem as condições iniciais e de contorno laterais para as simulações do modelo climático regional de alta resolução, sem que haja *feedback* (retroalimentação) deste para o MCGA.

O núcleo dinâmico do RegCM é semelhante à da versão hidrostática do MM5 (Meso-scale Model, GRELL *et al.*, 1994). O RegCM4 é, portanto, um modelo hidrostático, compressível, utiliza coordenada vertical sigma-p e é executado em uma grade de Arakawa tipo B, no qual o vento e as variáveis termodinâmicas são horizontalmente escalonadas usando um esquema explícito de integração de tempo, em que os dois modos de gravidade mais rápidos são primeiro separados da solução do modelo e, em seguida, integrados com passos de tempo menores.

8.2. Componentes do Modelo

O modelo RegCM4 possui quatro componentes: Terrain, ICBC, RegCM, e Postprocessor. Os módulos Terrain e ICBC são os dois pré-processadores do RegCM. Variáveis terrestres (incluindo a elevação da superfície, uso da terra e temperatura da superfície do mar) e dados meteorológicos tridimensionais em coordenadas isobáricas são interpolados horizontalmente a partir de uma grade em latitude e longitude para um domínio de alta resolução numa das seguintes projeções: Normal Mercator, Rotated Mercator, Lambert Conformal ou Polar Stereographic. A interpolação vertical dos níveis de pressão para o sistema de coordenada vertical σ do RegCM é também realizada. As superfícies σ nas proximidades do solo acompanham de perto o terreno, e as superfícies σ em níveis superiores tendem a se aproximarem superfícies isobáricas, conforme mostra a figura 8.1.

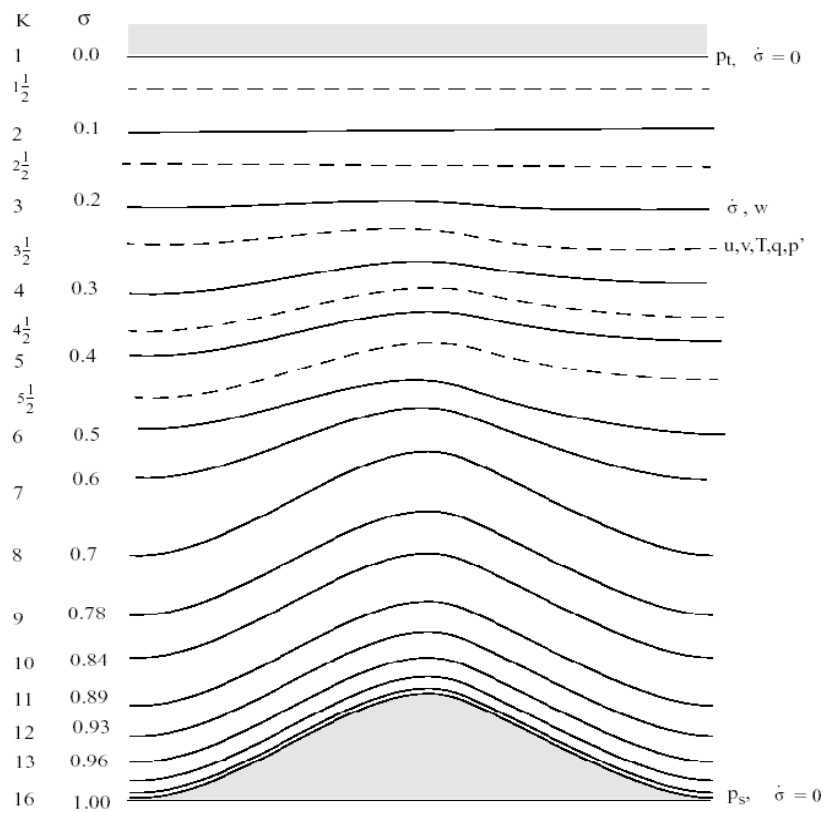


Figura 8.1: Representação esquemática da estrutura vertical do modelo. Esse exemplo é para 16 níveis verticais. As linhas tracejadas são os níveis sigma intermediários e as linhas sólidas são os níveis sigma. Adaptado do manual do usuário do modelo MM5.

8.3. Grade Horizontal e Vertical

O sistema de modelagem geralmente recebe e analisa seus dados em superfícies de pressão, mas estes têm que ser interpolados para a coordenada vertical antes de serem assimilados pelo modelo. A coordenada vertical segue a topografia (Figura 8.1), onde os níveis mais baixos da grade seguem o terreno, enquanto as superfícies superiores são mais planas. Níveis intermediários vão progressivamente se posicionando na horizontal na medida que a pressão diminui na direção do topo do

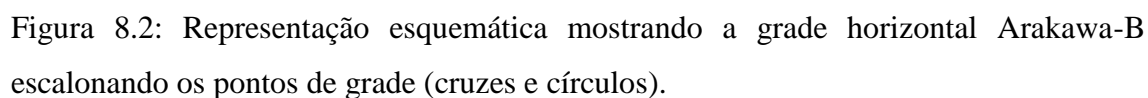
modelo. A coordenada vertical adimensional σ é usada para definir o nível de modelo em que p é a pressão, p_t é a pressão no topo do modelo e p_s é a pressão à superfície.

$$\sigma = \frac{(p - p_t)}{(p_s - p_t)} \quad 8.1$$

Pode ser visto a partir da equação 8.1 e da figura 8.1 que σ é igual a zero na parte superior e um na superfície, e cada nível do modelo é definido por um valor de σ . Dessa forma, a resolução vertical do modelo é definida por uma lista de valores entre zero e um, que são uniformemente espaçados. Comumente a resolução na camada limite é muito mais fina do que nas camadas superiores, e o número de níveis pode variar de acordo com as necessidades do utilizador.

A grade horizontal é uma grade do tipo Arakawa B escalonando as variáveis de velocidade e as variáveis escalares. Isto é mostrado na figura 8.2, onde pode ser visto que os escalares (T, q, p, etc), são definidos no centro da grade (cruzes), enquanto que as componentes (u e v) de velocidade são posicionadas nos cantos (círculos).

Todas as variáveis acima são definidas no meio de cada camada vertical do modelo, referido como níveis intermediários (representado pelas linhas tracejadas na Figura 8.1). A velocidade vertical é calculada nos níveis σ (linhas contínuas). Na definição dos níveis sigma, somente as linhas contínuas são listadas, incluindo os níveis σ_0 e 1. O número de camadas do modelo é, portanto, sempre um a menos do que o número de níveis sigma.



As equações dinâmicas do modelo e a discretização numérica estão descritas nas seções a seguir, mas informações adicionais podem ser obtidas em GRELL *et al.* (1994).

As equações do movimento horizontal são representadas por:

8.2

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* v}{\partial t} = & -m^2 \left(\frac{\partial p^* u v / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v v / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* v \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \\ & - m p^* \left[\frac{R T_v}{(p^* + p_t / \sigma)} \frac{\partial p^*}{\partial y} + \frac{\partial \phi}{\partial y} \right] + f p^* u + F_H v + F_V v \end{aligned} \quad 8.3$$

Onde u e v são as componentes do vento na direção leste-oeste e norte-sul, respectivamente. T_v é a temperatura virtual, ϕ é a altura geopotencial, f é o parâmetro de coriolis, R é a constante do gás para o ar seco, m é o fator de escala do mapa, que depende da projeção cartográfica $\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt}$, e F_H e F_V representam os efeitos da difusão horizontal e vertical, e $p^* = p_s - p_t$.

A equação para o movimento vertical é dada por:

$$\omega = p^* \dot{\sigma} + \sigma \frac{dp^*}{dt} \quad 8.4$$

onde,

$$\frac{dp^*}{dt} = \frac{\partial p^*}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial p^*}{\partial x} + v \frac{\partial p^*}{\partial y} \right) \quad 8.5$$

8.4.2. Equação da Continuidade

A equação da continuidade de massa é dada por:

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \left(\frac{\partial p^* u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad 8.6$$

8.4.3. Equação da Energia Termodinâmica

A equação da energia termodinâmica é representada por:

$$\frac{\partial p^* T}{\partial t} = -m^2 \left(\frac{\partial p^* u T / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v T / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* T \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + \frac{RT_v \omega}{c_{pm}(\sigma + P_t / p_{ast})} + \frac{p^* Q}{c_{pm}} + F_H T + F_V T \quad 8.7$$

onde c_{pm} é o calor específico para o ar úmido a pressão constante, Q é o aquecimento diabático, $F_H T$ representa o efeito da difusão horizontal e $F_V T$ representa o efeito da mistura vertical e do ajuste convectivo seco.

8.4.4. Equação Hipsométrica

A equação hipsométrica é usada para calcular a altura geopotencial a partir da temperatura virtual T_v e é dada por:

$$\frac{\partial \phi}{\partial \ln(\sigma + p_t / p^*)} = -RT_v \left[1 + \frac{q_c + q_r}{1 + q_v} \right]^{-1} \quad 8.8$$

onde $T_v = T(1 + 0.608q_v)$ e q_v , q_c e q_r representam a razão de mistura do vapor d'água, da água ou gelo de nuvem e da precipitação ou neve, respectivamente.

8.5. Parametrizações Físicas

8.5.1. Radiação

O modelo RegCM4 utiliza o esquema de radiação do CCM3 do NCAR, que é descrito em KIEHL *et al.* (1996). Resumidamente, a componente solar, que considera o efeito do O₃, H₂O, CO₂, O₂, segue a aproximação δ -Eddington de KIEHL *et al.* (1996). Ele inclui 18 intervalos espectrais 0,2 a 5 μ m. A parametrização de dispersão e absorção pela nuvem segue o trabalho de SLINGO (1989), em que as propriedades ópticas das gotículas de nuvem são expressos em termos do conteúdo de água líquida da nuvem e do raio efetivo da gota. Quando as nuvens cumulus são formadas, a cobertura fracionária de nuvem dentro da grade é tal que a cobertura total para a coluna, se estendendo desde a base até o topo da nuvem calculado pelo modelo, é função do espaçamento horizontal da grade. A espessura da camada de nuvem é assumida como sendo igual à da camada do modelo onde a mesma foi gerada, e um conteúdo de água de nuvem diferente é especificado para nuvens baixas e médias.

8.5.2. Modelo de Superfície

O RegCM utiliza o modelo CLM (Community Land Model, OLESON *et al.*, 2008) que é o modelo de superfície terrestre desenvolvido pelo NCAR, como parte do modelo CCSM (Community Climate System Model), descrito em detalhes em COLLINS *et al.* (2006). O CLM versão 3.5 foi acoplado ao RegCM4 para uma opção mais detalhada da superfície. O CLM contém cinco camadas de neve possíveis e 10 camadas de solo irregularmente espaçadas com soluções explícitas para a temperatura, água líquida e água congelada em cada nível. Para dar conta da complexidade da superfície terrestre dentro de uma grade do modelo, o CLM usa uma abordagem de mosaico para capturar a heterogeneidade da superfície. Cada grade do CLM contém até quatro tipos diferentes de cobertura de solo (geleira, pântano, lago e vegetação), onde a

fração de vegetação pode ainda ser dividido em 17 tipos diferentes de plantas funcionais. As equações de balanço hidrológico e de energia são resolvidas para cada tipo de cobertura do solo e agregados de volta para o nível da grade. Uma discussão detalhada sobre o CLM 3.5 implementado no RegCM3 e as análises comparativas das opções de parametrização da superfície terrestre são apresentados em STEINER *et al.* (2009). Como o CLM foi desenvolvido para a escala global, vários arquivos de entrada e processos foram modificados para torná-lo mais adequado para as simulações regionais, (1) incluindo o uso de dados de entrada de alta resolução, (2) a inicialização da umidade do solo, e (3) um tratamento melhorado das grades ao longo dos litorais. Para os dados de entrada do modelo, o CLM requer vários parâmetros de entrada da superfície invariantes no tempo: cor do solo, textura do solo, percentual da cobertura de cada tipo de superfície, índice de área foliar, fração de saturação máxima, e fração de terra (LAWRENCE e CHASE, 2007). A resolução dos parâmetros de entrada de superfície foi aumentada para vários parâmetros para capturar a heterogeneidade da superfície quando interpolando para a grade de clima regional. Semelhante a LAWRENCE e CHASE (2007), o número de cores de solo foi estendido de 8 para 20 classes para resolver as variações regionais. A segunda modificação foi atualizar a inicialização da umidade do solo com base em uma média climatológica dessa variável (GIORGI e BATES, 1989) ao invés de usar o conteúdo de umidade do solo constante quando utilizado em escala global. Ao usar uma média climatológica para a umidade do solo, o tempo de *spin-up* do modelo é reduzido em relação às camadas mais profundas do solo. A terceira modificação no CLM é a inclusão de uma abordagem de mosaico para as grades que contêm tipos de superfície de terra e oceano. Com esta abordagem, uma média ponderada das variáveis de superfície necessárias foi calculada as células contendo terra e mar usando os dados de entrada de fração de terra. Este método proporciona uma melhor representação dos litorais usando os dados de alta resolução de fração de terra. Uma descrição mais detalhada das parametrizações físicas do CLM pode ser vista em OLESON (2004).

8.5.3. Camada Limite Planetária

A parametrização da camada limite planetária (PBL, desenvolvida por HOLTSLAG *et al.* (1990) baseia-se num conceito de difusão não-local que leva em conta os fluxos dos gradientes resultantes de vórtices em uma situação de atmosfera instável e bem misturada. O fluxo vertical turbulento dentro da PBL é dada por

$$F_c = -K_c \left(\frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_c \right) \quad 8.9$$

Onde γ_c é um termo de transporte em função dos gradientes descrevendo um transporte não-local em função da convecção profunda e seca. A difusividade turbulenta é dada pela formulação não-local

$$K_c = kw_t z \left(1 - \frac{z^2}{h} \right) \quad 8.10$$

Onde k é a constante de Von Karman, w_t é a velocidade convectiva turbulenta que depende da velocidade de fricção, altura, e o comprimento de Monin-Obhukov; e h é a altura da camada limite planetária. O termo de transporte pelo gradiente de temperatura e água é dado por

$$\gamma_c = C \frac{\phi_c^0}{w_t h} \quad 8.11$$

Onde C é uma constante igual a 8.5 e ϕ_c^0 é o fluxo de calor ou vapor d'água. Essa equação é aplicada entre o topo da PBL e o topo da camada de superfície, que assume-se como sendo $0.1h$. Fora dessa região, γ_c é igual a zero.

Para o cálculo da difusividade turbulenta e termos de gradientes, a altura da PBL é computada de maneira diagnóstica por

$$h = \frac{Ri_{cr}[u(h)^2 + v(h)^2]}{(g/\theta_s)[\theta_v(h) - \theta_s]} \quad 8.12$$

Onde $u(h)$, $v(h)$ e θ_v são as componentes do vento e a temperatura potencial virtual na altura da PBL, g é a gravidade, Ri_{cr} é o tamanho crítico no número de Richardson, e θ_s é uma temperatura apropriada próxima a superfície. Os trabalhos de HOLTSLAG *et al.* (1990) e HOLTSLAG e BOVILLE (1993) fornecem descrições mais detalhadas da parametrização da camada limite planetária.

8.5.4. Precipitação Convectiva

A precipitação convectiva é calculada utilizando uma parametrização de MIT-Emanuel (EMANUEL, 1991; EMANUEL e ZIVKOVIC-ROTHMAN, 1999). O esquema pressupõe que a mistura nas nuvens é altamente episódica e não homogênea e considera os fluxos convectivos baseado num modelo idealizado de correntes ascendentes e descendentes na escala subgrade. A convecção é acionada quando o nível de flutuabilidade neutra é mais alta do que o nível da base da nuvem. Entre esses dois níveis, o ar é levantado e uma fração da umidade condensada forma precipitação enquanto a fração restante forma a nuvem. Esta é assumida misturar com o ar do ambiente de acordo com um espectro de misturas uniformes que ascendem ou descendem para os seus respectivos níveis de flutuabilidade neutra. A fração do fluxo de massa total na base da nuvem que se mistura com o seu meio ambiente em cada nível é proporcional à taxa de mudança da flutuabilidade não diluída com a altitude. O fluxo de massa ascendente na base da nuvem é relaxado em direção ao quase equilíbrio na camada sub-nuvem.

Além de uma representação mais física da convecção, o esquema de MIT-Emanuel oferece várias vantagens em comparação com as outras opções de convecção no RegCM4. Por exemplo, inclui uma formulação de auto-conversão de água de nuvem para precipitação dentro das nuvens cumulus, e processos de gelo são levados em consideração ao permitir a auto-conversão do conteúdo de água para gelo dependendo da temperatura. Além disso, a precipitação é adicionada a uma única corrente descendente, hidrostática e não-saturada que transporta calor e água.

O esquema de MIT-Emanuel é o mais complexo de todas as parametrizações e inclui também um certo número de parâmetros que podem ser usados para otimizar o desempenho do modelo em regimes climáticos distintos, diferentemente dos outros esquemas de convecção. No entanto, experimentos de teste não identificaram um único parâmetro para o qual o modelo é mais sensível.

8.5.5. Precipitação de Grande Escala

O SUBEX (Subgrid Explicit Moisture Scheme) é usado para lidar com nuvens e precipitação não convectivos resolvidos pelo modelo. Este é um dos novos componentes do modelo. O Subex considera a variabilidade subgrade nas nuvens, relacionando a umidade relativa média na grade, a fração de nuvem e a água de nuvem seguindo o trabalho de SUNDQVIST *et al.* (1989). A fração da grade coberta por nuvens, FC , é determinada por,

$$FC = \sqrt{\frac{RH - RH_{min}}{RH_{max} - RH_{min}}} \quad 8.13$$

onde RH_{min} é o limiar de umidade relativa no qual as nuvens começam a se formar, e RH_{max} é a umidade relativa onde FC alcança a unidade. FC é assumido como sendo zero quando RH é menor que RH_{min} e um quando RH é maior do que RH_{max} . A precipitação

P se forma quando o conteúdo de água da nuvem excede o limite de autoconversão Q_c^{TH} de acordo com a seguinte relação

$$P = C_{ppt}(Q_c/FC - Q_c^{th})FC \quad 8.14$$

onde $1/C_{ppt}$ pode ser considerado como o tempo característico para o qual as gotículas de nuvem são convertidas em gotas de chuva. O limiar é obtido ao se calcular o conteúdo médio de água líquida da nuvem de acordo com a seguinte equação

$$Q_c^{th} = C_{acs} 10^{-0.49+0.013T} \quad 8.15$$

onde T é a temperatura em graus Celsius, e C_{acs} é o fator de escala de autoconversão. A precipitação é assumida cair instantaneamente.

O SUBEX também inclui formulações simples para acreção e evaporação das gotas de chuva. A formulação para a acreção de gotículas de nuvem por gotas de chuva que caem é baseado no trabalho de BEHENG (1994) e é o seguinte

$$P_{acc} = C_{acc} Q P_{sum} \quad 8.16$$

onde P_{acc} é a quantidade de água da nuvem acrescida, C_{acc} é o coeficiente da taxa de acreção, e P_{sum} é a precipitação acumulada proveniente de cima ao longo da nuvem.

A evaporação de precipitação é baseada no trabalho de SUNDQVIST *et al.* (1989) e é como se segue

$$P_{evap} = C_{evap}(1 - RH)P_{sum}^{1/2} \quad 8.17$$

onde P_{evap} é a quantidade de precipitação evaporada, e C_{evap} é o coeficiente de taxa. O trabalho de PAL *et al.* (2000) contém uma descrição mais detalhada do SUBEX e uma lista com valores de referência para os parâmetros desse esquema.

8.5.6. Fluxos Oceânicos

O trabalho desenvolvido por ZENG *et al.* (1998) descreve o esquema que é utilizado para calcular os fluxos de calor sensível, latente e de momento entre a atmosfera e o oceano. Ele inclui todas as condições de estabilidade e uma velocidade de rajada para levar em conta o fluxo adicional induzido pela variabilidade da camada limite. Os fluxos de momento (τ), calor sensível (SH) e calor latente (LH) entre a superfície do mar e baixa atmosfera são calculados usando os seguintes algoritmos aerodinâmicos volumétricos

$$\tau = \rho_a u_*^2 (u_x^2 + u_y^2)^{1/2} / u \quad 8.18$$

$$SH = -\rho_a C_{pa} u_* \theta_* \quad 8.19$$

$$LH = -\rho_a L_e u_* q_* \quad 8.20$$

Onde u_x e u_y são as componentes do vento, u_* é a velocidade de atrito do vento, θ_* é o parâmetro de escala da temperatura, q_* é o parâmetro de escala da umidade específica, ρ_a é a densidade do ar, C_{pa} é o calor específico do ar, e L_e é o calor latente de vaporização. O trabalho de ZENG *et al.* (1998) contém mais detalhes sobre o cálculo desses parâmetros.

8.5.7. Ciclo Diário da TSM

Por padrão no modelo RegCM, as temperaturas da superfície do mar (TSM) são prescritas a cada seis horas de bases de dados semanais ou mensais contendo informações de TSM. Estes produtos, que são produzidos a partir de informações de satélites e medições *in situ*, são representativos da temperatura média na camada superficial de poucos metros do oceano. No entanto, a TSM atual pode diferir significativamente dessa temperatura média devido aos efeitos de resfriamento ou aquecimento descritos por FAIRALL *et al.* (1996). Segundo os autores, o resfriamento ocorre na camada mais superficial de alguns poucos milímetros do oceano e é devido ao efeito combinado da emissão de radiação de onda longa e dos fluxos de calor sensível e latente. Já o aquecimento é um fenômeno estritamente diurno e ocorre nas camadas superficiais oceânicas de poucos metros em função da radiação solar de ondas curtas. Para melhorar o cálculo dos fluxos diurnos sobre o oceano, o esquema de prognóstico de TSM descrito por ZENG (2005) foi implementado no RegCM4. O sistema baseia-se num modelo de transferência de calor de duas camadas unidimensionais, com a camada superior representando os milímetros superiores do oceano, que é resfriado pelo balanço da perda de radiação de onda longa e pelos fluxos de superfície. A camada inferior, que é de três metros de espessura, é aquecida pela radiação solar e troca calor com a camada superior. Este esquema diurno de TSM resulta em efeitos significativos sobre a climatologia do modelo, principalmente sobre os oceanos tropicais e, por isso, é usado agora como padrão no RegCM4.

9. Anexo B - Modelo SMAP

O modelo SMAP é um modelo determinístico e conceitual de simulação hidrológica do tipo transformação chuva-vazão. Foi desenvolvido em 1981 por Lopes, J.E.G., Braga, B.P.F. e Conejo, J.G.L., apresentado no *International Symposium on Rainfall-Runoff Modeling* realizado em Mississipi, U.S.A. e publicado pela *Water Resources Publications* (LOPES *et al.*, 1982).

O desenvolvimento do modelo baseou-se na experiência com a aplicação do modelo *Stanford Watershed IV* e modelo Mero em trabalhos realizados no DAEE- Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo. Foi originalmente desenvolvido para intervalo de tempo diário e posteriormente apresentadas versões horária e mensal, adaptando-se algumas modificações em sua estrutura (LOPES *et al.*, 1982).

Os dados básicos utilizados no modelo são a série histórica de chuvas médias na bacia e um padrão intra-anual de perdas evaporimétricas, expresso em nível mensal. Para fins de calibração, também é requerida uma série de vazões observadas no exutório da bacia, sendo desejável um período mínimo da ordem de cinco anos de dados (ONS, 2005).

Em sua versão mensal, o modelo SMAP adota a simplificação de que todos os processos de armazenamento de água na bacia possam ser representados por dois reservatórios, um associado à zona aerada do solo e outro à zona saturada do solo. Esses reservatórios, submetidos à ação da chuva e da evaporação potencial, estariam sujeitos aos seguintes processos de transferência de água: evapotranspiração, infiltração e percolação, que seriam atuantes no reservatório referente à zona aerada; e, recarga e escoamento básico, atuantes no reservatório correspondente a zona saturada do solo. A cada mês, o volume liberado pela bacia corresponderia, então, ao total precipitado, reduzido do volume infiltrado no reservatório superior e acrescido do volume descarregado pelo reservatório inferior (ONS, 2005).

LOPES *et al.* (1982) citam que as variáveis de estado são atualizadas a cada mês da seguinte forma:

$$R_{\text{solo}}(i+1) = R_{\text{solo}}(i) + P - E_s - E_r - \text{Rec} \quad 9.1$$

$$R_{\text{sub}}(i+1) = R_{\text{sub}}(i) + \text{Rec} - E_b \quad 9.2$$

Inicialização:

$$R_{\text{solo}}(1) = T_{\text{uin}} \cdot \text{Str} \quad 9.3$$

$$R_{\text{sub}}(1) = E_{\text{bin}} / (1 - K_k) / A_d \cdot 2630 \quad 9.4$$

Onde R_{solo} é o armazenamento no reservatório do solo (zona aerada); R_{sub} é o armazenamento no reservatório subterrâneo (zona saturada); P representa a chuva incidente; E_s é o escoamento superficial (diferença entre a chuva e a infiltração); E_p é a evaporação potencial atuante; E_r é a evapotranspiração real; Rec representa a recarga subterrânea, corresponde à percolação do reservatório superior; e E_b é o escoamento de base.

A figura 9.1 ilustra a estrutura da versão mensal, cujas funções de transferência do modelo são expressas por:

$$E_s = f_1 \cdot P \quad 9.5$$

$$E_r = f_2 \cdot E_p \quad 9.6$$

$$\text{Rec} = f_3 \cdot R_{\text{SOLO}} \quad 9.7$$

$$Eb = f4 * R_{sub} \quad 9.8$$

onde

$$f1 = Tu^{Pes} \quad 9.9$$

$$f2 = Tu \quad 9.10$$

$$f3 = Crec * Tu^4 \quad 9.11$$

$$f4 = 1 - Kk \quad 9.12$$

Sendo:

$$Tu = R_{SOLO} / Str \quad 9.13$$

Os parâmetros do modelo são: Str (capacidade de saturação do solo, em mm); Pes (parâmetro de escoamento superficial); Crec (coeficiente de recarga); e Kk (coeficiente de recessão, em mês⁻¹).

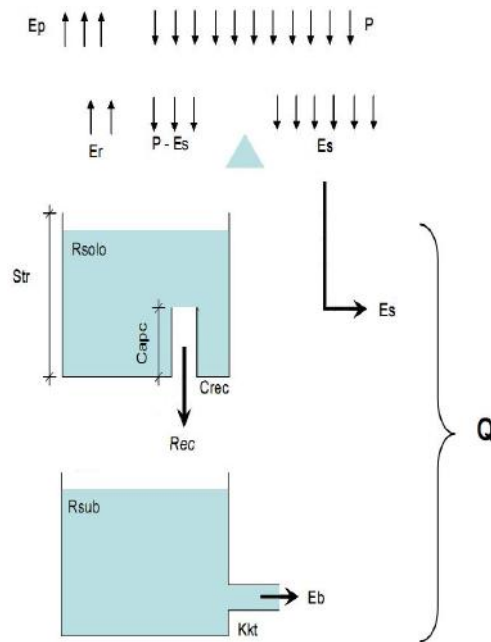


Figura 9.1: Representação Esquemática do Modelo SMAP. Fonte: Adaptado de ONS (2005).

Para ajuste das unidades dos parâmetros, os valores de C_{rec} e T_u são multiplicados por 100 e:

$$K_k = 0.5^{1/K_{kt}} \quad 9.14$$

Onde K_{kt} é expresso em meses em que a vazão básica cai à metade de seu valor.

O eventual transbordo do reservatório do solo é transformado em escoamento superficial. O modelo contém ainda uma rotina de atualização prévia do teor de umidade que a cada intervalo de tempo acrescenta uma parcela de chuva do mês, de forma a utilizar o teor de umidade médio do mês em questão. Essa rotina melhora sensivelmente os resultados, principalmente em regiões de grande variabilidade no regime pluviométrico (LOPES *et al.*, 1991).

O cálculo da vazão simulada no exutório da bacia é obtido por:

$$Q = (1/2630) * (E_s + E_b) * A_d$$

9.15

Onde A_d é a área de drenagem da bacia, em km^2 , e 2630 é o fator de conversão de unidades.

Considerando que a série de chuva e o padrão de evaporação potencial podem não refletir os valores médios ao nível da área da bacia, são disponibilizados no modelo dois parâmetros adicionais, p_{cof} e e_{cof} , para o ajuste linear das informações fornecidas (ONS, 2005).

10. Anexo C - Modelo MIROC

10.1. Introdução

O *Model for Interdisciplinary Research on Climate* (Modelo de Pesquisa Interdisciplinar sobre o Clima - MIROC), que é o modelo de circulação geral acoplado usado no projeto K-1, consiste de cinco modelos componentes: atmosfera, terra, rio, gelo marítimo e oceano. O componente atmosférico interage com os componentes de gelo terrestre e marítimo. As trocas entre oceano e atmosfera são realizadas exclusivamente entre os componentes da atmosfera e do gelo marítimo, e não diretamente entre os componentes atmosférico e oceânico. Enquanto que o componente oceânico interage apenas com a componente de gelo marítimo, o fluxo atmosfera-oceano em grades sem gelo é transmitido primeiramente para a componente de gelo marítimo e posteriormente para o componente marítima. A componente de rios recebe o escoamento superficial da componente terrestre e o drena para o oceano e gelo marítimo. Lagos são tratados pelos componentes de gelo marítimo e do oceano.

Duas configurações do MIROC de resoluções espaciais diferentes são usadas no projeto K-1. A configuração de resolução mais alta é referido como "HI" e a resolução inferior como a seguir "MID".

10.2. Acoplador de Fluxos

A resolução do modelo e o sistema de grade são escolhidos de forma independente para cada um dos componentes e a integração temporal também ocorre de forma independente. Note-se que os componentes de gelo marinho e oceano dividem a mesma resolução horizontal e os sistemas de grade, e sua integração no tempo é sincronizada. Os fluxos de calor, água, *momentum* e as quantidades físicas necessárias para o cálculo de fluxo são passados de um componente para outro com um intervalo de tempo prescrito. Os fluxos trocados são estocados no acoplador, enquanto que os

últimos valores são passados no momento da troca para as demais variáveis referenciadas.

As variáveis atmosféricas necessárias para o cálculo de fluxo de superfície são interpoladas para o sistema de grade do acoplador. Tal como para os fluxos calculados na componente atmosférica e passado para o componente de terra ou para o gelo marinho (precipitação, por exemplo), o mesmo valor de fluxo é atribuído a cada uma das grades correspondentes do acoplador. O sistema de grade do acoplador entre atmosfera e gelo marinho também é utilizado para a troca entre os componentes de rio e gelo marinho, assim como o sistema de grade do acoplador atmosfera-terra também é utilizado para as trocas entre terra e rio.

No acoplamento entre atmosfera e solo, o sistema de grade do acoplador da atmosfera terrestre sempre coincide com o sistema de grade da componente terrestre, de modo que os fluxos de superfície da terra, calculados na componente terrestre em cada grade são simplesmente passados para as grades do acoplador da atmosfera, e cada grade atmosférica assume os fluxos calculados sobre as grades correspondentes.

No acoplamento entre a atmosfera e o mar glacial, o sistema de grade do acoplador não coincide necessariamente com o sistema de grade da componente gelo do mar. Cada grade do acoplador geralmente abrange mais de uma grade da componente gelo do mar, algumas das quais parcialmente e outros totalmente. Por isso, para cada grade do acoplador, as grades de gelo do mar cobertas e sua cobertura fracionária são tabuladas de antemão. Da mesma forma, a grade do acoplador coberta e sua área fracionária são tabuladas para cada grade do modelo de gelo do mar. Os fluxos e variáveis são convertidos entre o sistema de grade acoplador e o sistema de grade do modelo de gelo do mar usando essas tabelas e áreas ponderadas. Os fluxos são trocados sem qualquer falha através deste procedimento.

No acoplamento entre rios e mar glacial, a componente de rio recebe o escoamento da água superficial do acoplador atmosfera-solo e passa a água de escoamento fluvial para o acoplador atmosfera e gelo marinho. O sistema de grade da componente de rio é geralmente diferente de qualquer um dos dois sistemas de acoplamento, de modo que o escoamento da água superficial de mais de uma grade do acoplador atmosfera-solo é passado para uma única grade da componente de rio, e a água de escoamento fluvial de mais de uma grade de rio é passada para uma única grade

do acoplador atmosfera-gelo marinho. A conversão entre os sistemas de grade é conseguida através de um método semelhante ao caso da troca entre atmosfera-oceano, e a água total é conservada com este procedimento.

O contorno costeiro é definido pelo sistema de grade da componente de gelo marinho e pode ser escolhida independentemente da resolução e grade da componente atmosférica. Portanto, a terra e o mar podem coexistir em uma única grade do modelo atmosférico. A área da grade de terras costeiras são ajustadas de modo que a soma da área de terra e a área de mar coberta por uma única grade do modelo atmosférico será a mesma que a área da referida grade atmosférica.

O intervalo de acoplamento da resolução utilização é de 3 horas para todos as trocas.

10.3. Modelo Atmosférico

O modelo de circulação geral da atmosfera aqui utilizado é o CCSR / NIES / FRCGC AGCM versão 5.7, que se baseia na AGCM CCSR / NIES descrito em NUMAGUTI *et al.* (1997). Aqui, apenas o esboço do modelo juntamente com as modificações feitas por NUMAGUTI *et al.* (1997) são descritos.

10.3.1. Características gerais

A parte dinâmica do CCSR / NIES / FRCGC AGCM resolve as equações primitivas em uma esfera usando um método de transformada espectral. A coordenada vertical utilizada neste versão é σ (pressão normalizada pela pressão de superfície). Para a advecção de traçadores, um esquema de diferença finita com o método seccionalmente parabólico (PPM) é utilizado em conjunto com o esquema semi-Lagrangeano de fluxo (LIN e ROOD, 1996), que é um novo recurso.

As variáveis de prognóstico são a velocidade meridional e zonal, temperatura, pressão de superfície e razão de mistura de um número arbitrário de traçadores incluindo vapor de água (umidade específica) e água líquida de nuvem. Quando o módulo de aerossol interativo (sSPRINTARS, uma simplificada versão do SPRINTARS: *Spectral Spectral Radiation-Transport Model for Aerosol Species*; TAKEMURA *et al.*, 2000) é ativado, várias espécies de aerossóis também estão incluídos nos traçadores. Adicionalmente, o fluxo de massa da base da nuvem da convecção de cumulus também é prognosticada nessa versão.

As parametrizações físicas incluídas são um esquema de radiação, um esquema prognóstico de cumulus Arakawa-Schubert, um esquema de nuvem prognóstico de água para condensação em larga escala, um esquema de fechamento de turbulência com efeito de nuvem, e um esquema de arrasto de ondas de gravidade orográficas. O que é extremamente novo nas parametrizações físicas é o tratamento de efeitos radiativos diretos e indiretos de aerossóis. O efeito direto e o primeiro indireto (albedo nuvem) são tratados no esquema de radiação, enquanto o segundo indireto (tempo de vida da nuvem) no sistema de condensação em larga escala.

10.3.2. Diferenciação e Resolução

O método de diferenciação espacial utilizado é um método de transformação espectral com uma grade gaussiana na horizontal e uma diferenciação de grade na vertical (ARAKAWA e SUAREZ, 1983).

Para a discretização temporal um esquema *leap-frog* é usado. A integração é dividida em duas etapas: a etapa dinâmica tratando de processos advectivos adiabáticos em escala resolúvel e a etapa física tratando os outros processos. O intervalo de tempo é variável dependendo da velocidade máxima do vento para atender a condição CFL.

Na configuração de resolução mais alta (HI), a resolução horizontal é o truncamento espectral T106, que é aproximadamente equivalente a uma grade de 1.125° em longitude e latitude. O modelo tem 56 camadas verticais σ com resolução

relativamente mais fina na camada limite planetária e em torno da tropopausa. A altura do topo do modelo é aproximadamente 40 km.

10.3.3. Parametrizações Físicas

Cada uma das parametrizações físicas adotadas estão descritas a seguir na ordem em que eles são aplicados no modelo. As variáveis de prognóstico são atualizadas três vezes em cada passo da física, devido ao ajuste de processos úmidos: a primeira é após convecção de cumulus, o segundo após a condensação em grande escala, e o terceiro é no fim do passo da física.

O esquema de parametrização de cumulus é baseado em ARAKAWA e SCHUBERT (1974). O fluxo de massa da base da nuvem é tratado como uma variável prognóstica. A convecção de cumulus é suprimida quando a umidade relativa do ambiente na nuvem é inferior a um certo valor crítico, que é definido para 0,8, na presente versão. Outras modificações incluem: um tratamento melhorado da corrente descendente em que esta quando está saturada é mais apropriadamente representada, derretimento gradual da precipitação sólida para evitar fortes variações na temperatura nesses níveis, e um esquema de ajuste de massa de água para remover a umidade negativa.

O esquema de condensação em larga escala descreve os processos de condensação e precipitação na escala da grade e fornece aquecimento a partir da condensação, precipitação, fração de nuvem e mudanças de vapor de água e água líquida de nuvem. O esquema foi desenvolvido com base no esquema de LE TREUT e LI (1991), em que a distribuição de probabilidade na escala subgrade da razão de mistura total de água em cada grade assume-se como uma distribuição uniforme. A gama da distribuição uniforme foi prescrita como uma função da altura. Na versão atual, a gama é reforçada onde ocorre o detranhamento da convecção cumulus para uma formação eficiente de nuvens com bigorna. A fase da nuvem (sólida ou líquida) é diagnosticada de acordo com a temperatura. O gelo caído da nuvem deve continuar a ser tratado como gelo, e tratado como chuva quando derrete. O segundo efeito indireto dos aerossóis (tempo de vida da nuvem) também está representada.

O esquema de transferência radiativa empregado é baseado no método de ordenada discreta com dois fluxos e no método de distribuição K. A descrição básica do código original de radiação CCSR / NIES / FRCGC AGCM é escrito em NAKAJIMA *et al.* (2000). Na versão atual, o número total de bandas (canais) é de 18 (37), 11 (30) para infravermelho e 7 (7) para visível e ultravioleta. Os tratamentos de nuvens e aerossóis foram melhorados desde NAKAJIMA *et al.* (2000) e aqui foi escrito especialmente para tratar os efeitos diretos e indiretos de aerossóis.

O cálculo dos fluxos de superfície, incluindo fluxos turbulentos de momento, calor sensível e latente e fluxos radiativos de ondas curtas e longas, foi separado do modelo atmosférico. O modelo atmosférico recebe esses fluxos do modelo de oceano e do modelo de superfície terrestre através de um acoplador de fluxo e os usa como condições do limite inferior de difusão vertical e de transferência radiativa.

No cálculo da difusão vertical, o esquema de nível 2 do modelo de fechamento de turbulência de MELLOR e YAMADA (1982) é utilizado para os fluxos verticais subgrade das variáveis prognósticas. Nesse novo esquema as variáveis termodinâmicas a serem transportadas pela turbulência são água total e temperatura potencial da água líquida, em vez de vapor de água e temperatura potencial como no antigo regime. Após a difusão vertical ser calculada, água de nuvem, vapor de água e temperatura são diagnosticadas de forma consistente com o esquema de condensação em larga escala.

10.3.4. Condições de Contorno

As condições de contorno inferiores necessárias são a altura da superfície e o desvio padrão da altura da superfície sobre cada grade, que são geradas a partir do conjunto de dados do USGS GTOPO30. Também é necessária a distribuição tridimensional da concentração de ozônio. Quando o módulo de aerossol dinâmico não estiver ativado, as distribuições tridimensionais da concentração de massa de várias espécies de aerossóis e a concentração total de um número de aerossóis disponíveis para

núcleos de condensação de nuvens devem ser prescritas, enquanto vários dados de emissão são necessárias quando o módulo de aerossol é ativado.

10.4. Modelo de Superfície Terrestre

O modelo de superfície terrestre usado aqui é o MATSIRO (*Minimal Advanced Treatments of Surface Interaction and RunOff*), que é descrito em TAKATA *et al.* (2003).

10.4.1. Características gerais

O MATSIRO representa troca de energia e água entre o solo e a atmosfera. Ele recebe temperatura, umidade específica, velocidade do vento, e pressão da camada atmosférica inferior, e precipitação e os fluxos de radiação de onda curta e onda longa descendente do modelo atmosférico, enquanto fornece os fluxos turbulentos de momento, calor sensível e latente e os fluxos ascendentes de radiação de ondas curtas e ondas longas para o modelo atmosférico. Ela também fornece os fluxos de escoamento para o modelo de rio. As variáveis de prognóstico do MATSIRO são a temperatura do dossel e temperaturas das superfícies livre de neve e cobertas de neve, o teor de água do dossel, a quantidade de neve, a temperatura da neve, albedo da neve, temperatura do solo, conteúdo de umidade do solo e conteúdo de água do solo congelado.

10.4.2. Estrutura e Resolução do Modelo

O modelo consiste em duas partes: fluxo e integração. A parte do fluxo é invocada pelo modelo atmosférico em cada intervalo de tempo do modelo atmosférico. Ele fornece fluxos para a atmosfera e atualiza a temperatura da superfície e do dossel. A

parte da integração atualiza o teor de água do dossel e neve e as variáveis de solo. Seu passo de tempo é de 3 horas.

O modelo tem um dossel, 5 camadas do solo, e um número variável de camadas de neve (0-3 dependendo da quantidade de neve). A espessura das camadas de solo a partir do topo são: 5, 20, 75, 100 e 200 centímetros.

A estrutura de grade horizontal do modelo fornece uma resolução de aproximadamente $0,5625^\circ$ em longitude e latitude.

10.4.3. Processos Tratados

Os fluxos turbulentos do dossel e da superfície são calculados com base em WATANABE (1994). Os fluxos sobre áreas cobertas de neve e sem neve são calculados separadamente e depois é calculada a média ponderada utilizando as frações de área correspondentes. A condutância estomática é avaliada com base num modelo de condutância estomática de fotossíntese. O teor de água do dossel é determinado pelo balanço entre a interceptação da precipitação, evaporação e gotejamento no dossel. A quantidade de neve é determinada pelo balanço de queda de neve, derretimento da neve e sublimação. A temperatura da neve é calculada por uma equação de condução de calor. A abordagem para o escoamento segue o *Top Model* (BEVEN e KIRKBY, 1979) e é adotado com simplificação. O escoamento superficial por excesso de saturação e excesso de infiltração e fluxo de base são avaliados separadamente. A condução de calor, o fluxo de água devido à gravidade e sucção, congelamento e descongelamento da água do solo e absorção de água no solo pelas raízes são considerados.

10.4.4. Condições de Contorno

As condições de contorno necessárias são o tipo de cobertura de terra, tipo de solo, índice de área foliar (IAF), albedo do solo para as bandas de comprimento de onda visível e infravermelho próximo, a inclinação média da superfície, e o desvio padrão da

altura da superfície. A maioria deles são gerados a partir do conjunto de dados *ISLSCP I*, enquanto que o tipo de cobertura da terra é baseado no USGS GLCC e o desvio padrão da altura da superfície baseia-se no USGS GTOPO30. O IAF deve ser prescrito por um conjunto de dados mensais, enquanto que os outros são constantes no tempo.

10.5. Modelo de Rio

O modelo de rio transporta água do escoamento a partir do modelo de superfície terrestre para o modelo de oceano na foz dos rios. O esquema é baseado em MILLER *et al.* (1992), que prevê armazenamento de água no rio em cada grade. A velocidade do fluxo do rio é constante no tempo e uniforme de 0,3 m/s para simplificar. O fluxo de geleira (a quantidade de neve que ultrapasse um certo valor crítico é considerada como geleira no modelo de superfície terrestre) também é tratado neste modelo, embora o congelamento e descongelamento da água do rio não seja considerada.

10.5.1. Dados de Rios e Resolução

O conjunto de dados de rios utilizado é o TRIP (*Total Runoff Integrating Pathways*; OKI e SUD, 1998). Ele especifica direção do fluxo do rio como uma das oito direções (N, NE, E, SE, S, SW, W, NW) em cada grade. A resolução do modelo e do conjunto de dados de rios é de 0,5° em longitude e latitude, e o passo de tempo é de 3 horas.

10.6. Modelo de Oceano

O modelo de circulação geral do oceano utilizado é o CCSR *Ocean Component Model* (COCO) versão 3.4. Uma descrição mais detalhada do COCO pode ser encontrada em HASUMI (2000).

10.6.1. Características gerais

As equações básicas do COCO são as equações primitivas em uma esfera, onde as aproximações de Boussinesq e hidrostática são adotadas. O modelo representa explicitamente a elevação da superfície do mar. A coordenada vertical do modelo é um híbrido de σ (profundidade normalizada) e z (altura geopotencial): a primeira é aplicada entre a superfície do mar e um nível fixo numa parte superior do oceano, e a segunda abaixo disso. O modelo é formulado horizontalmente no sistema de coordenadas esféricas, e a rotação do sistema de coordenadas do modelo é possível para evitar a convergência de coordenada no Oceano Ártico.

Ao resolver as equações de momento, a velocidade horizontal é decomposta no modo barotrópico (velocidade verticalmente integrada) e o modo baroclínico (desvio da média vertical), a fim de tomar um cuidado separado para ondas gravitacionais externas de alta velocidade. Na integração numérica, um passo de tempo mais curto é aplicado para as equações do modo barotrópico do que para os restantes.

10.6.2. Discretização

As equações do modelo são baseadas em diferenças finitas no tempo e espaço. O espaçamento da grade e o passo de tempo são fixos.

As variáveis de prognóstico do modelo são dispostas horizontalmente no sistema de grade Arakawa B. As linhas de costa são definidas pelas linhas que ligam pontos de velocidade. A integração numérica das equações de prognóstico do modelo é basicamente alcançada pelos esquemas *leap-frog* e *Euler-backward*: nove passos deste último são aplicados após cada noventa passos do primeiro, e um passo do esquema *Euler-forward* é usado após a aplicação do esquema *Euler-backward* para preparar os valores das variáveis em dois níveis de tempo. O termo de advecção é, no entanto, integrado pela uso do esquema *Euler-forward*. Os termos de difusão e viscosidade

modo adotado aqui é o mais simples ajuste convectivo, onde uma coluna de água estaticamente instável é homogeneizada instantaneamente.

A mistura vertical de momento e traçadores é representada por uma forma harmônica. Os coeficientes de difusão e de viscosidade são calculadas pela parametrização de NOH e KIM (1999), que é baseada no nível de 2,5 de turbulência do fechamento de MELLOR e YAMADA (1982). A formulação é ligeiramente modificada para incluir a dependência do número de Prandtl turbulento no número de Richardson turbulento.

A viscosidade bi-harmônica de SMAGORINSKY (1963) é aplicada para a mistura lateral de momento. Seu coeficiente é dependente da largura da grade e o taxa de deformação, e é controlado por um único parâmetro adimensional, cujo valor é assumido ser 4.

O fluxo de água densa inclinado para baixo, que é um processo crucial para a circulação profunda, não é naturalmente representado na resolução do modelo atual. A parametrização da camada limite inferior de NAKANO e SUGINOHARA (2002) é incorporada ao modelo para representá-lo. Nessa parametrização, uma camada limite inferior de profundidade fixa é assumida, o entranhamento na parte superior da camada é representado por difusão vertical realçada, e o efeito ageostrófico de vórtices é representado pelo arrasto de Rayleigh no fundo. A espessura da camada é de 80 m, os coeficientes de difusão e viscosidade verticais na parte superior da camada são $5,0 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ e de $1,0 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$, respectivamente. O coeficiente de arrasto de Rayleigh é feita para ser o mesmo que o parâmetro de Coriolis acima de 2000 m, e zero abaixo. A viscosidade horizontal é considerada dentro da camada, cuja formulação e coeficiente são os mesmos que para as camadas superiores. A camada limite inferior é aplicada apenas em altas latitudes, ao norte de 49° N e ao sul de 54° S , seguindo Nakano e SUGINOHARA (2002).

O fluxo radiativo de ondas curtas absorvido pelo oceano penetra em níveis mais profundos. A atenuação do fluxo de ondas curtas no oceano é calculado pela formulação de ROSATI e MIYAKODA (1988).

10.7. Modelo de Gelo Marinho

O gelo marinho é tratado como um contínuo bidimensional. Em cada grade horizontal, a concentração, a espessura média (sobre a parte coberta de gelo), e as componentes de velocidade horizontal são previstos. A concentração do gelo do mar e a sua espessura mudam devido ao crescimento ou decaimento termodinâmico, a advecção, e a deformação mecânica de blocos de gelo.

10.7.1. Resolução

A resolução horizontal do modelo de gelo marinho é a mesma que a do modelo oceânico. O passo de tempo da integração é também semelhante em relação ao modelo oceânico (com exceção das equações do modo barotrópico). O método de divisão do tempo é usado para a resolução da equação do movimento com a reologia viscosa, elástica e plástica (HASUMI e EMORI, 2004), em que o passo de tempo é escolhido para ser de 3 segundos.

10.7.2. Espessura

Este modelo de gelo do mar é classificado como de duas categorias em termos de representação da distribuição espessura do gelo do mar na escala subgrade. Em modelos típicos de duas categorias, o valor mínimo de espessura média é prescrito, e esta espessura mínima é utilizada como um parâmetro que distingue o gelo fino do gelo espesso. Características mecânicas são muito diferentes entre gelo fino (como panquecas) e gelo espesso (como gelo de muitos anos e gelo rugoso). Na fase inicial da formação, o gelo marinho é frequentemente frágil, e não apresenta uma forma tão sólida tal como um gelo em banquisa. Do ponto de vista dinâmico, por conseguinte, é razoável tratar o gelo fino a partir de um certo limiar. No modelo, o gelo fino recém-formado é

instantaneamente convertida em gelo de mínima ou maior espessura. A espessura mínima neste caso é de 0,1 m.

10.7.3. Termodinâmica

A termodinâmica mais simples é assumida no modelo de gelo marinho, onde o conteúdo de calor do gelo marinho é negligenciado e só o calor latente de fusão é levado em conta no cálculo do balanço de calor. A cobertura de neve sobre o gelo marinho é tratado da mesma forma.

A temperatura da interface atmosfera-gelo/neve é determinada pelo balanço de calor na interface. Se a temperatura da interface diagnosticada ultrapassa o ponto de congelamento da água pura, a temperatura é reajustada para o ponto de congelamento e o desequilíbrio do fluxo de calor é consumido pelo derretimento do gelo ou neve.

O gelo do mar só existe quando e onde o nível superior do modelo do oceano está no ponto de congelamento. Se a temperatura da água do mar sob o gelo excede o ponto de congelamento, ao longo da integração do modelo, a quantidade de gelo marinho é reduzida até que a temperatura da água do mar se reduza até o ponto de congelamento.

10.7.4. Dinâmica

A concentração de gelo marinho e a sua espessura média são advectadas pela velocidade horizontal do gelo marinho com conservando do volume. O termo de advecção é numericamente integrado utilizando um algoritmo dianteiro ponderado, o qual é uma mistura dos algoritmos dianteiro e centrado no espaço. A difusão harmônica e bi-harmônica é levada em conta para o bem da estabilidade numérica, cujos coeficientes são $1,0 \times 10^2 \text{ m}^2/\text{s}$ e de $1,0 \times 10^8 \text{ m}^4/\text{s}$, respectivamente.

A equação dinâmica do gelo marinho é composta pelo termo de advecção, o termo de Coriolis, o termo de aceleração devido à inclinação da superfície do mar, o termo de tensão interno, e o termo de força externa. A força externa é a soma da tensão do vento e o arrasto do gelo marinho. A concentração do gelo marinho não é permitida exceder unidade. Quando ocorre convergência do volume de gelo numa grade, a espessura de gelo aumenta sem alterar a concentração. Isto representa o processo de amontoamento de gelo marinho. A resistência mecânica a este processo é representada pelo termo de tensões internas na equação de movimento.

10.7.5. Fluxos Atmosfera-Oceano

O modelo de gelo marinho também funciona como interface ar-mar do modelo acoplado, e os fluxos trocados entre a atmosfera e o oceano são aqui calculados.

Os fluxos de calor latente e sensível são calculados por meio de fórmulas de massa, o que são baseados naqueles de LOUIS (1979), com algumas modificações. Os fluxos são calculados separadamente para águas abertas e para superfícies cobertas com gelo/neve em cada grade do acoplador gelo marinho-atmosfera. O fluxo radiativo ascendente de onda longa é calculado pela equação de Stefan-Boltzmann, com a emissividade de 0,95. Este cálculo é também feito separadamente para águas abertas e para a superfície coberta de gelo marinho ou neve. O albedo da superfície de águas abertas depende do ângulo zenital solar. O albedo da superfície de gelo é fixado em 0,5. O albedo da superfície coberta de neve depende da temperatura tendo em consideração a existência de cobertura parcial de neve a uma temperatura relativamente elevada. Ela é de 0,9 para uma temperatura inferior a 15° C, é de 0,7 para 0° C, e muda de forma linear entre esses limiares.

Juntamente com o fluxo radiativo de ondas curtas e longas, que são calculados pelo modelo atmosférico, o fluxo de calor entre a atmosfera e gelo marinho é determinado. Para a superfície de gelo/neve, a temperatura da superfície também é determinada neste procedimento. A penetração do fluxo radiativo de ondas curtas para a neve ou o gelo marinho não é levado em conta.

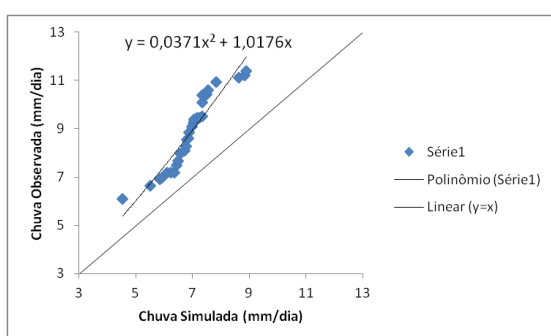
O fluxo de água doce devido à evaporação ou sublimação é determinado em consistência com o fluxo de calor latente. Quando o gelo marinho sublima, o sal contido é drenado para o oceano, a fim de garantir a conservação de sal. A precipitação calculada pelo modelo atmosférico é passada para o modelo de gelo marinho. A queda de neve se acumula na superfície do gelo marinho, enquanto a precipitação é adicionada diretamente à água do mar abaixo. Quando a neve cai em mar aberto, o correspondente calor latente de fusão é retirado do nível superior do oceano. A água líquida e sólida escoam do modelo de rio. O escoamento de água líquida é adicionado à chuva e escoamento de água sólida é adicionado à queda de neve.

A tensão do vento também é calculada pelo uso da fórmula de massa de LOUIS (1979), com modificações de UNO *et al.* (1995) e da rugosidade da superfície de água aberta na formulação de MILLER *et al.* (1992). A rugosidade da superfície para a neve e o gelo é de $1,0 \times 10^2$ m e $2,0 \times 10^2$ m, respectivamente. A tensão de arrasto gelo-oceano, obtida como resultado cálculo dinâmico do gelo marinho, é adicionada à tensão do vento para mar aberto, com o peso da concentração de gelo marinho e passado para o oceano.

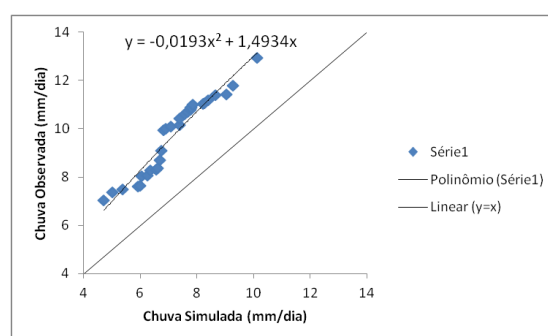
11. Apêndice A - Remoção de Viés

A seguir são apresentados os gráficos e as equações obtidas na remoção de viés da precipitação para cada mês do ano para as 4 regiões demarcadas no mapa da figura 3.1 e para cada modelo atmosférico.

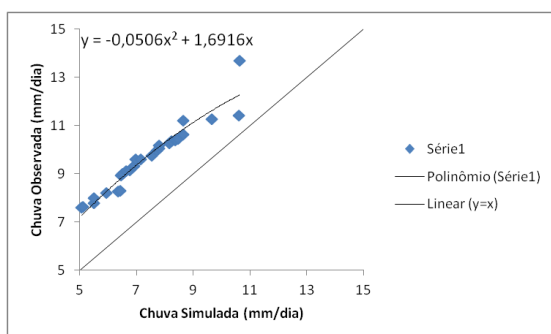
11.1. Modelo RegCM4



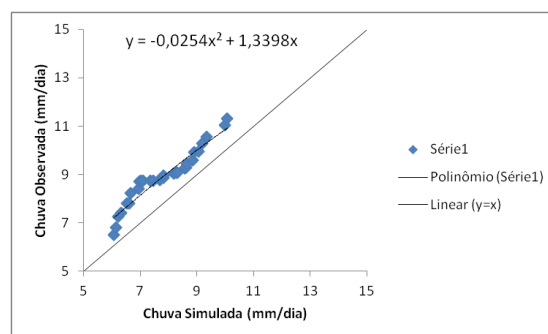
Janeiro



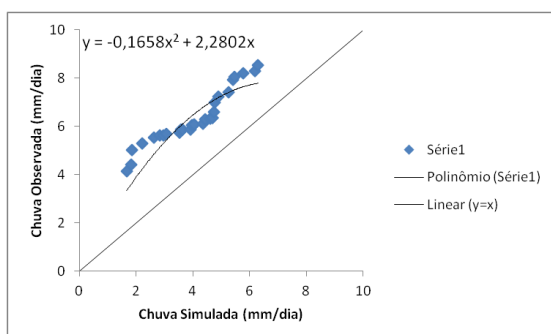
Fevereiro



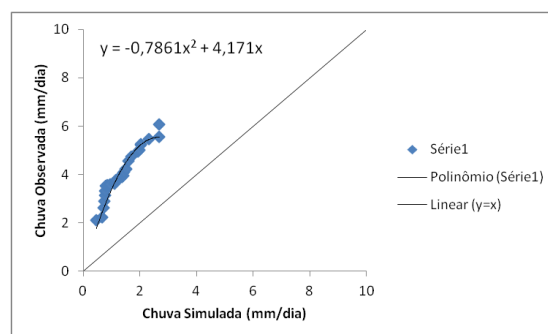
Março



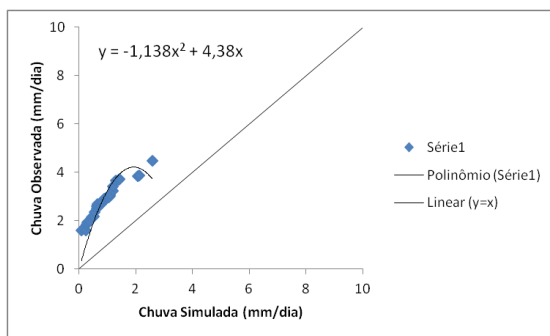
Abril



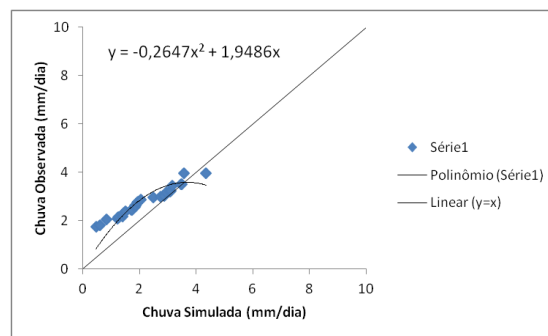
Maio



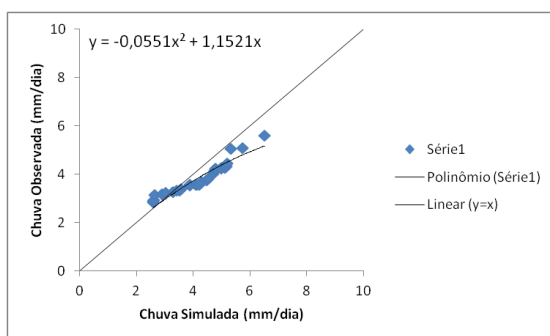
Junho



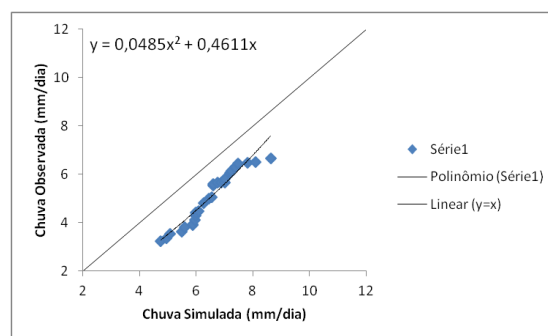
Julho



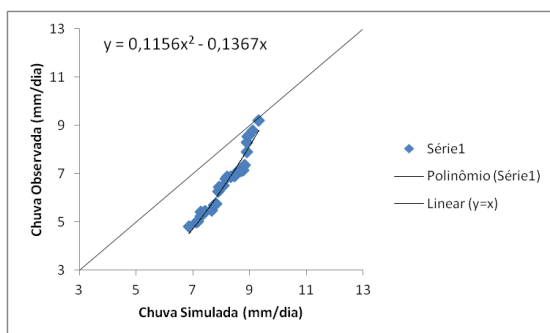
Agosto



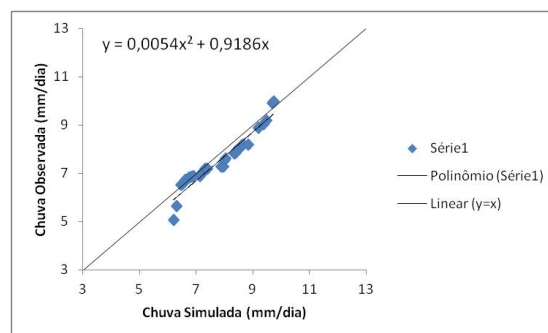
Setembro



Outubro

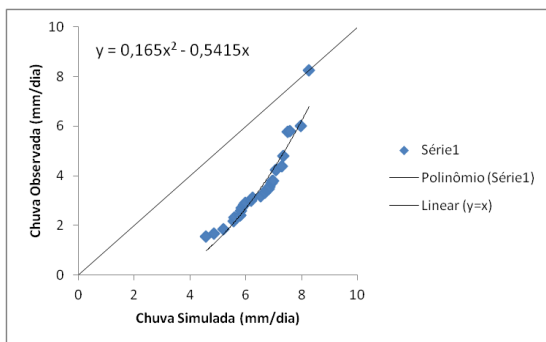


Novembro

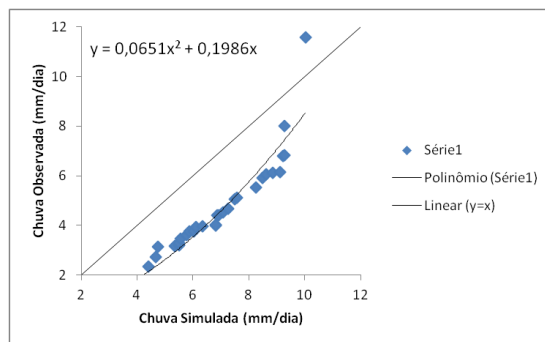


Dezembro

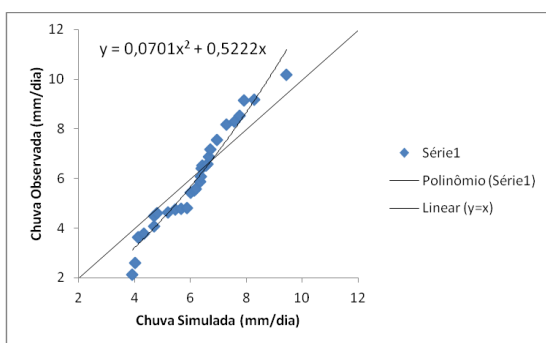
Figura 10.1: Curva de dispersão da precipitação do modelo RegCM4 e da análise do CRU e linha de tendência polinomial de ordem 2 passando pela origem para cada mês da área AMZ, ilustrada na figura 3.1.



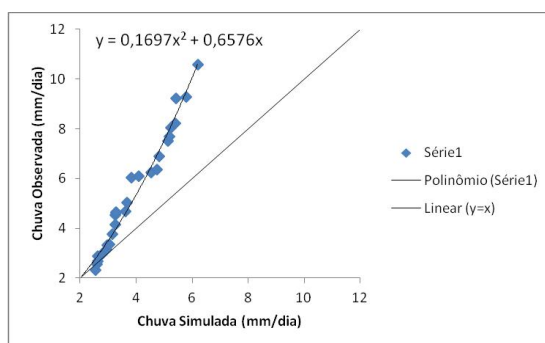
Janeiro



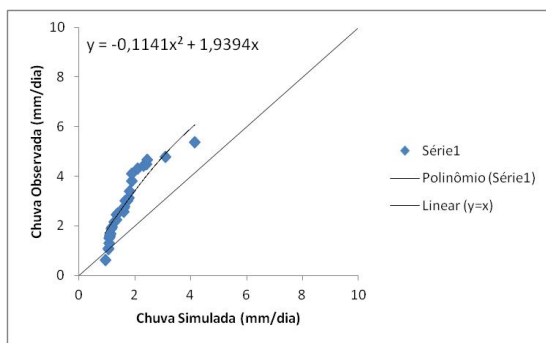
Fevereiro



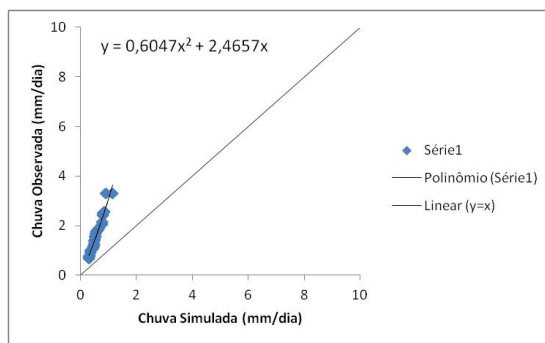
Março



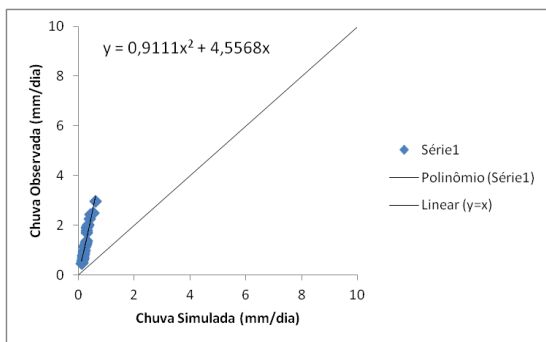
Abril



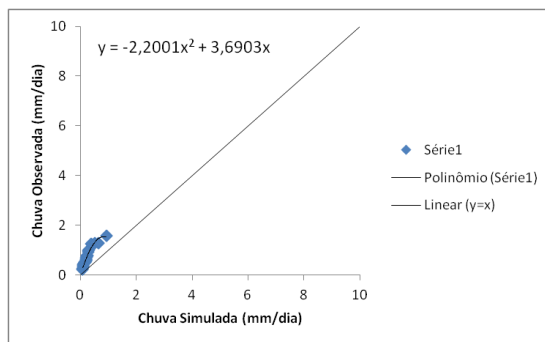
Maio



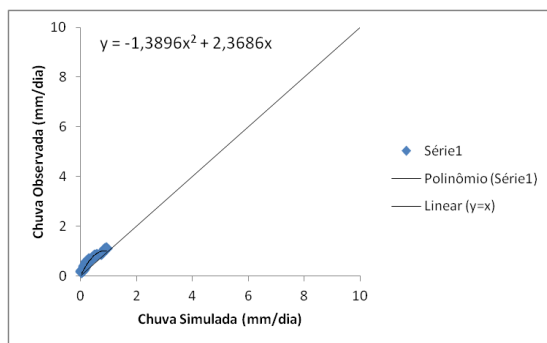
Junho



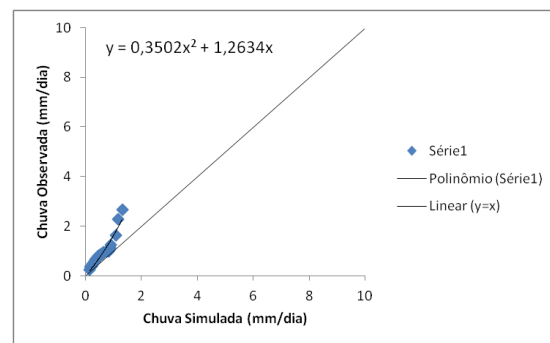
Julho



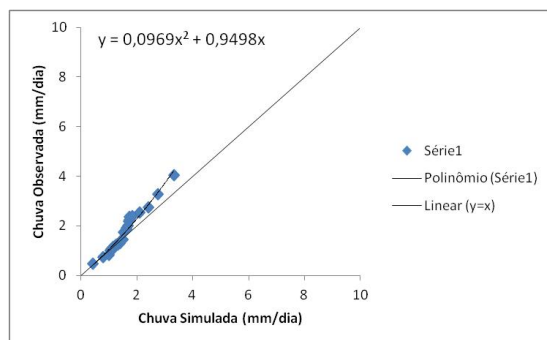
Agosto



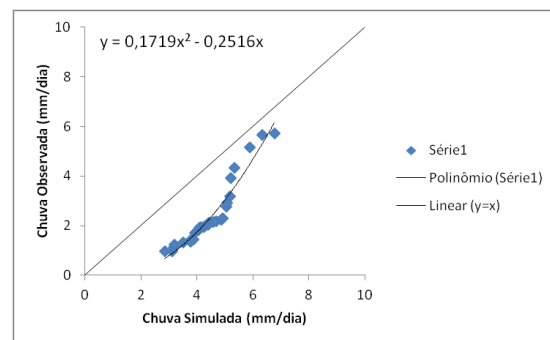
Setembro



Outubro

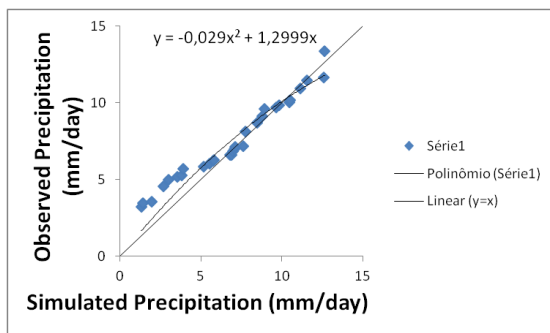


Novembro

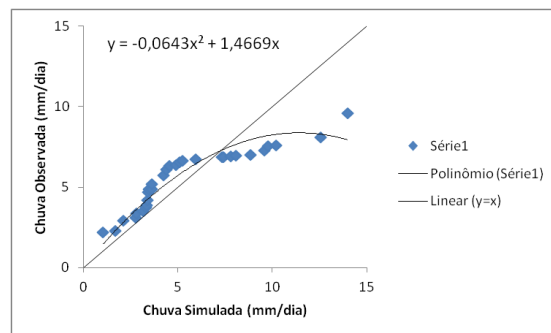


Dezembro

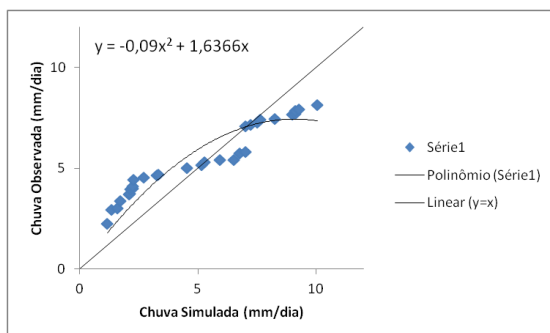
Figura 10.2: Semelhante à figura 10.1, mas para a área NEB.



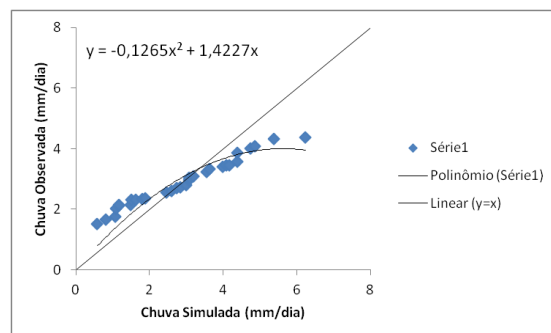
Janeiro



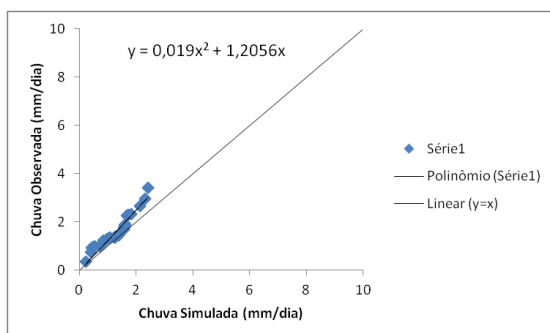
Fevereiro



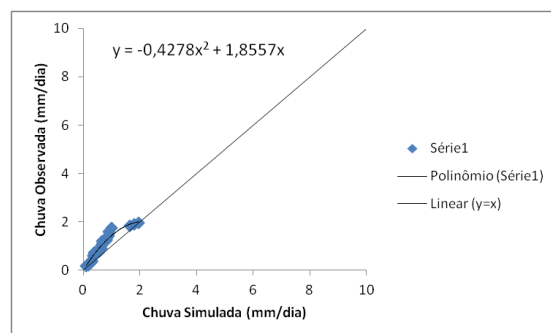
Março



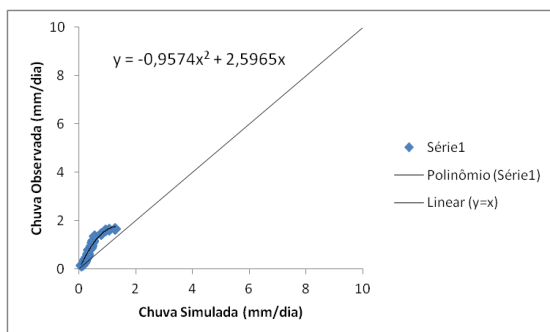
Abril



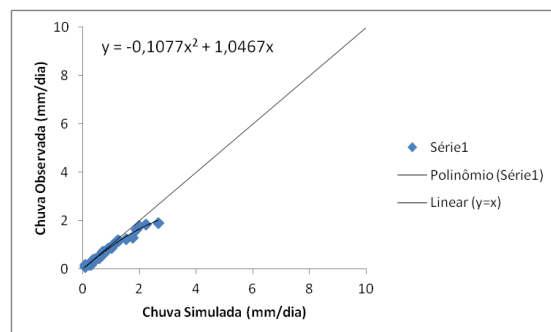
Maió



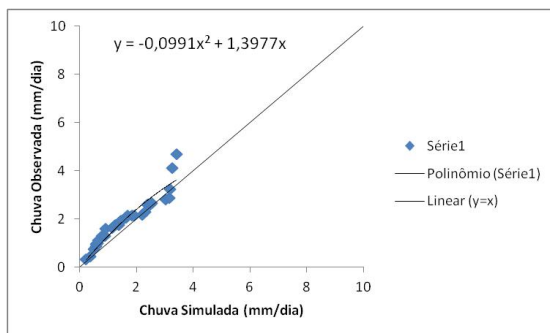
Junho



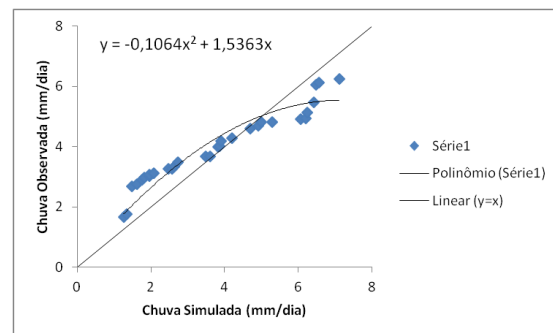
Julho



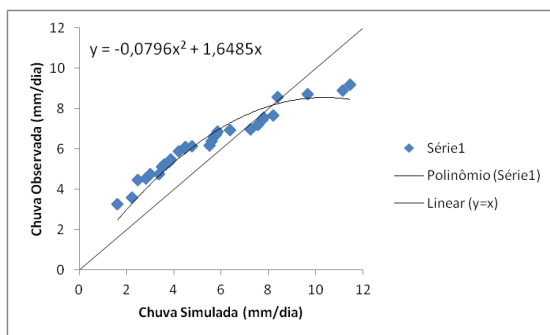
Agosto



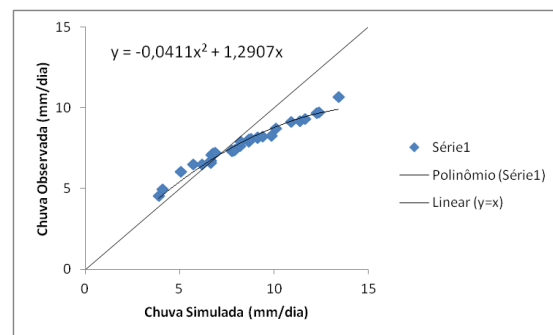
Setembro



Outubro

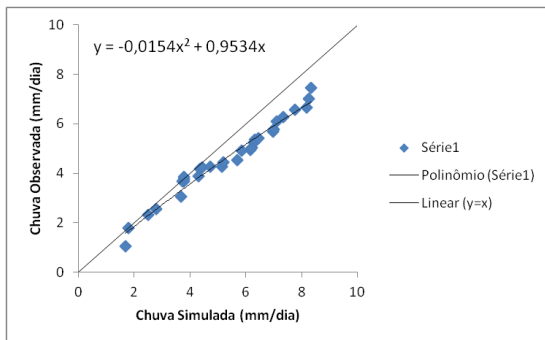


Novembro

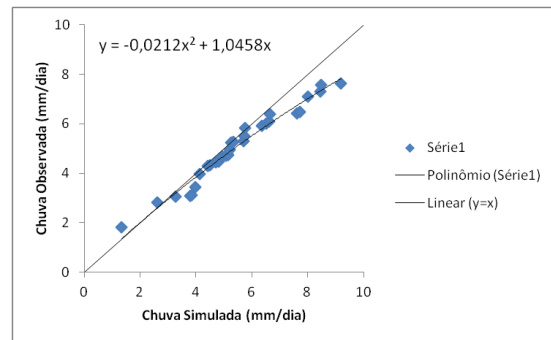


Dezembro

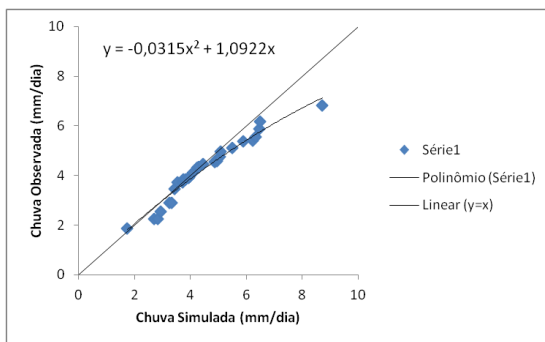
Figura 10.3: Semelhante à figura 10.1, mas para a área SE.



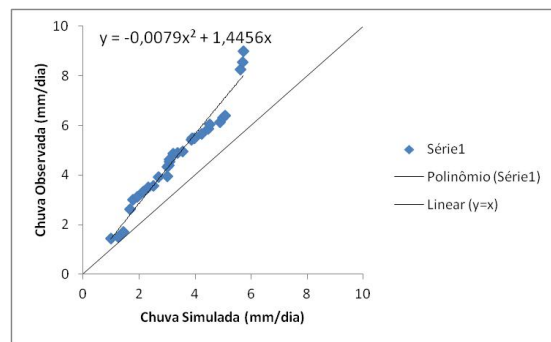
Janeiro



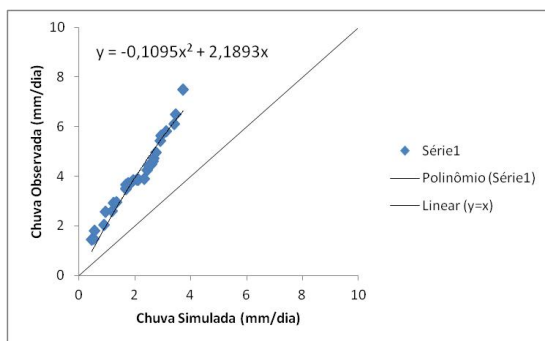
Fevereiro



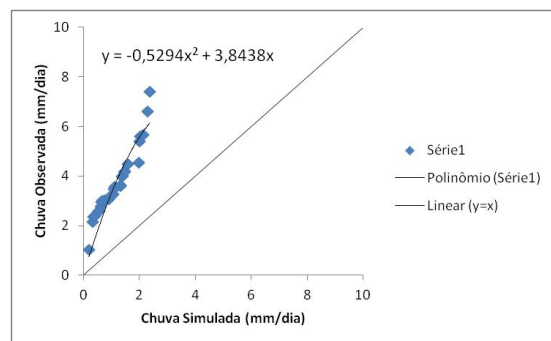
Março



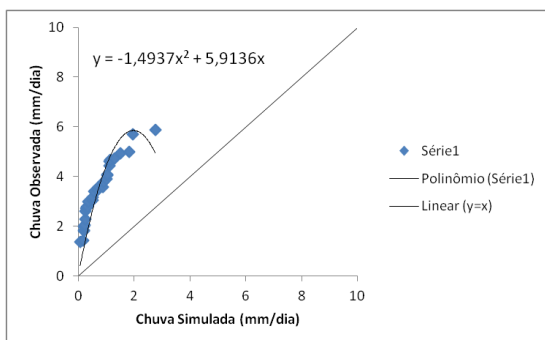
Abril



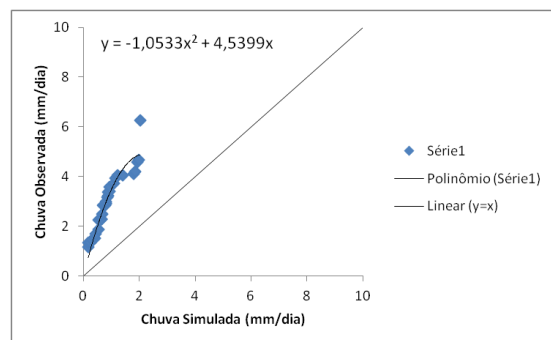
Maio



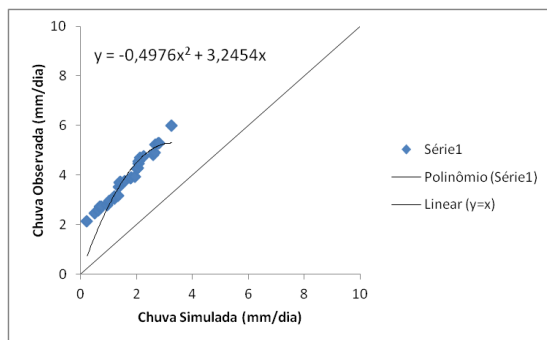
Junho



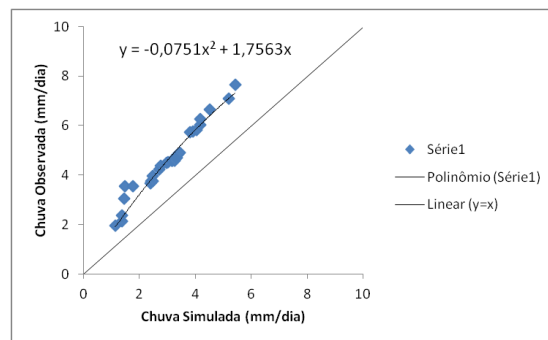
Julho



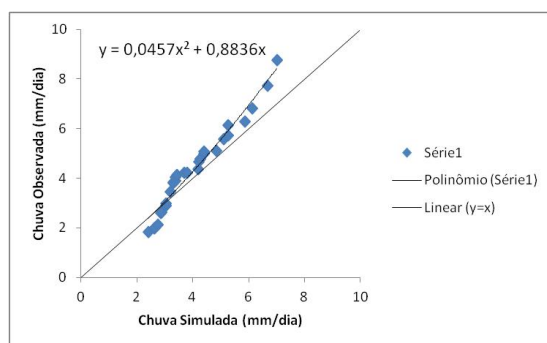
Agosto



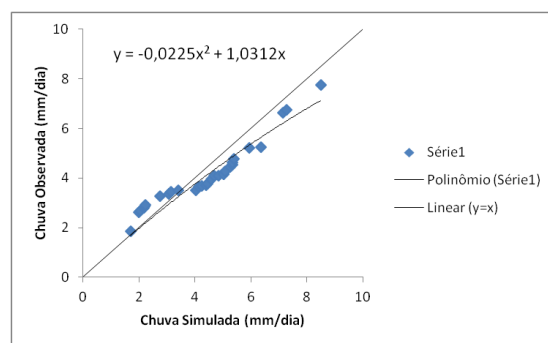
Setembro



Outubro



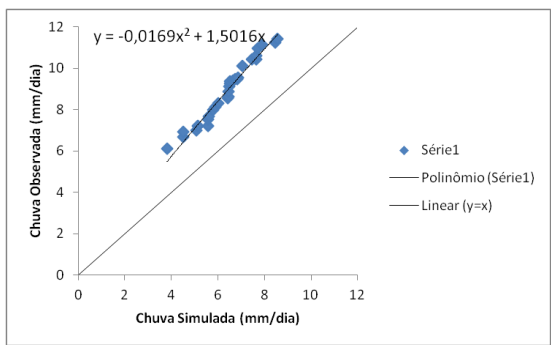
Novembro



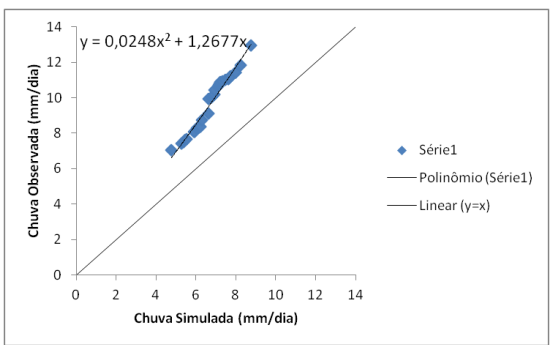
Dezembro

Figura 10.4: Semelhante à figura 10.1, mas para a área SUL.

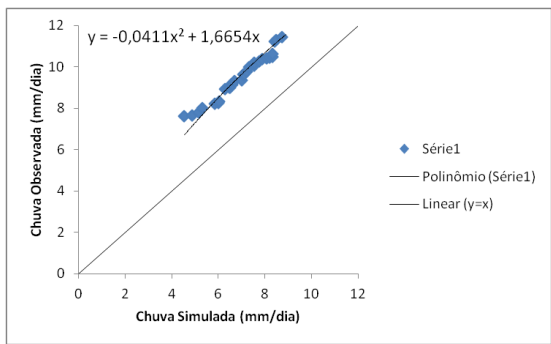
11.2. Modelo MIROC



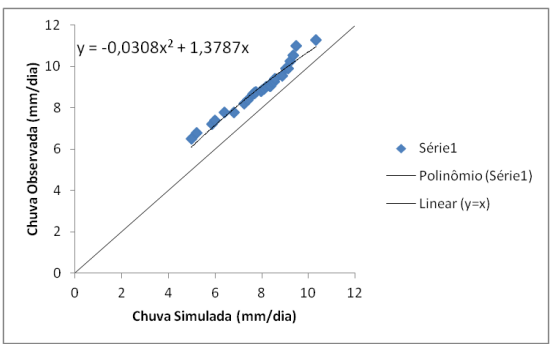
Janeiro



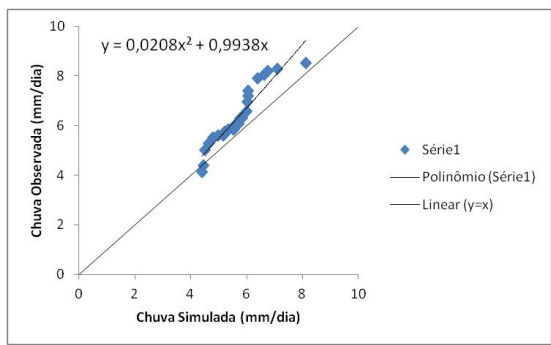
Fevereiro



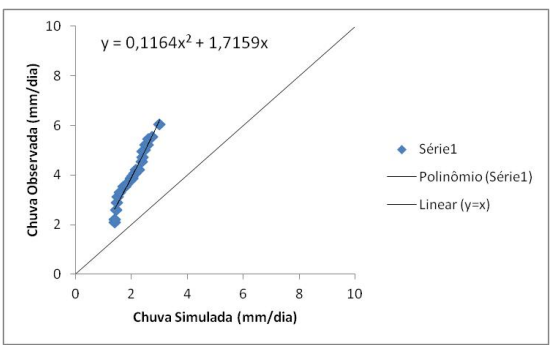
Março



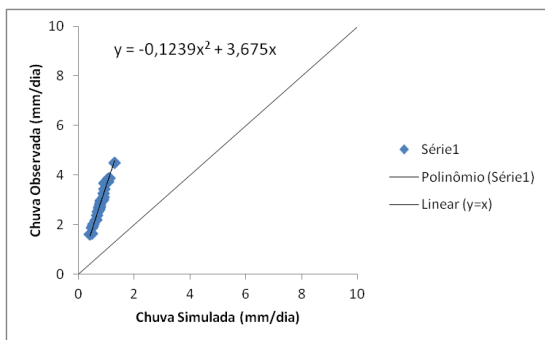
Abril



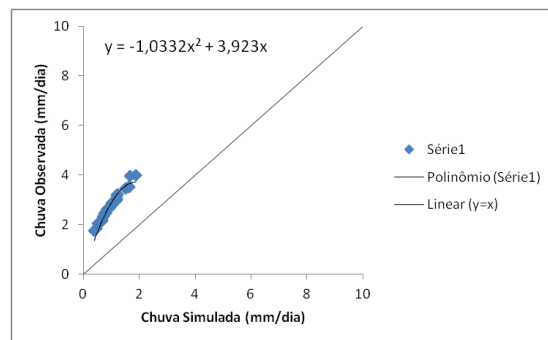
Mai



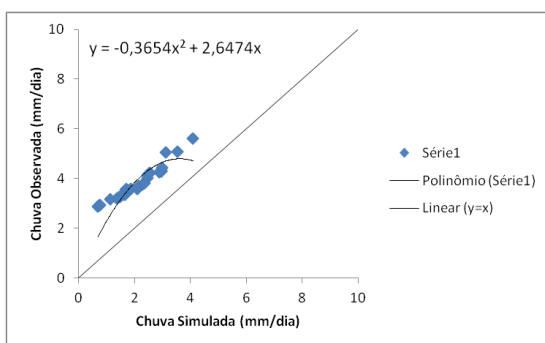
Junho



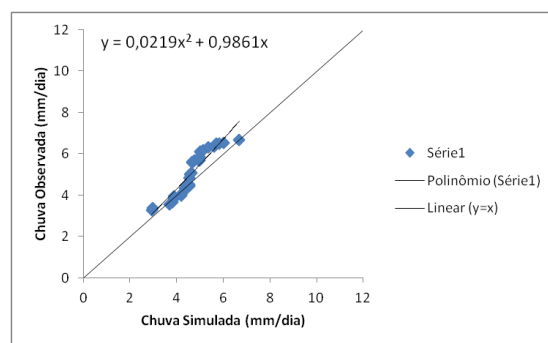
Julho



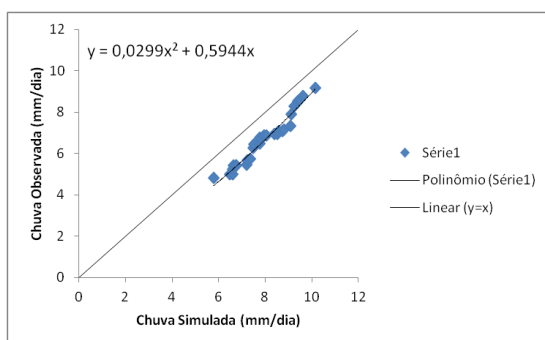
Agosto



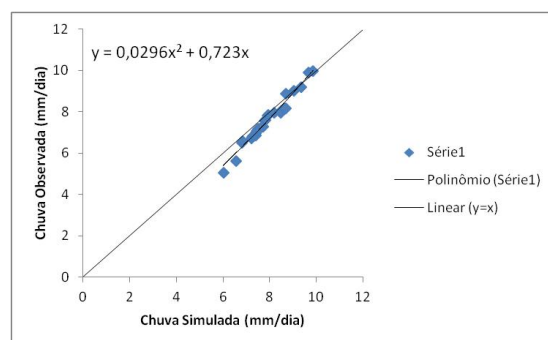
Setembro



Outubro

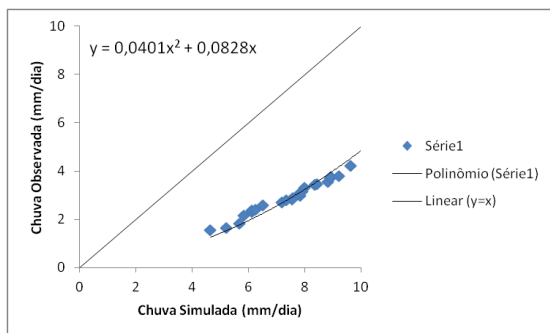


Novembro

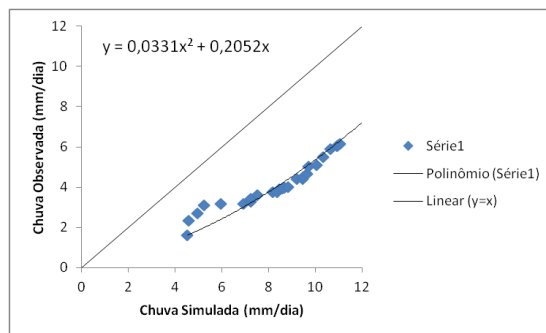


Dezembro

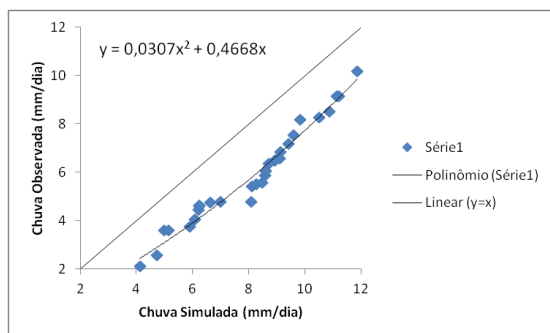
Figura 10.5: Curva de dispersão da precipitação do modelo MIROC e da análise do CRU e linha de tendência polinomial de ordem 2 para cada um dos meses do ano da área AMZ, ilustrada na figura 3.1.



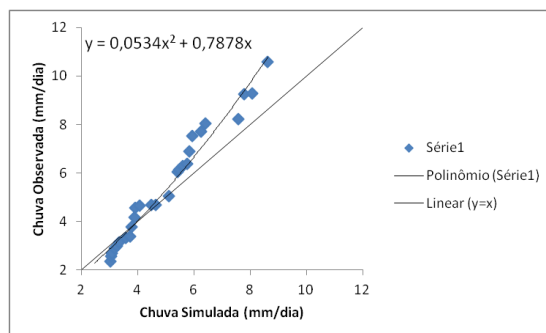
Janeiro



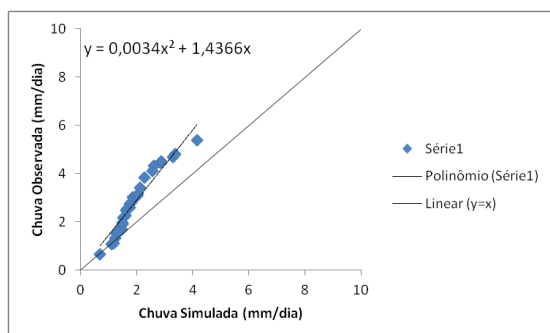
Fevereiro



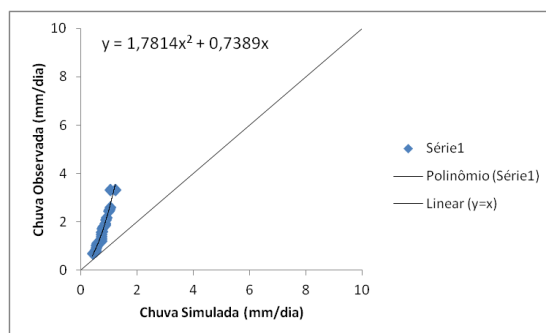
Março



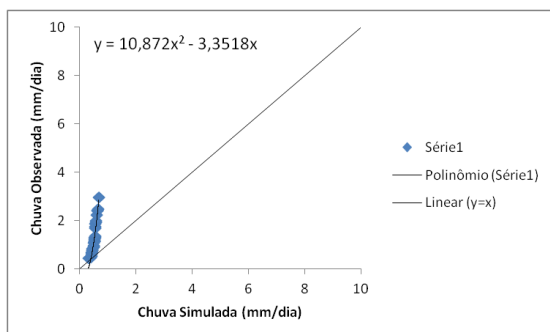
Abril



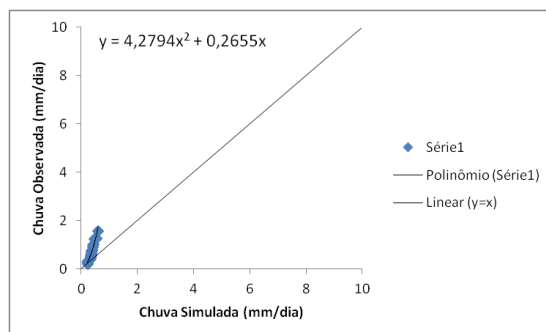
Maio



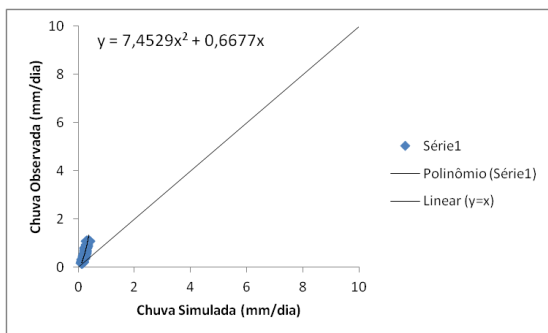
Junho



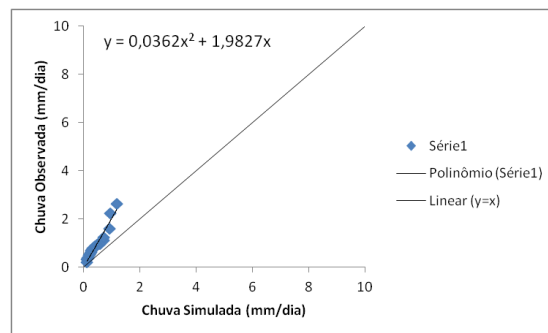
Julho



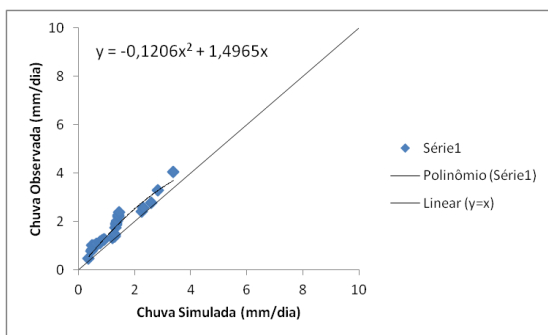
Agosto



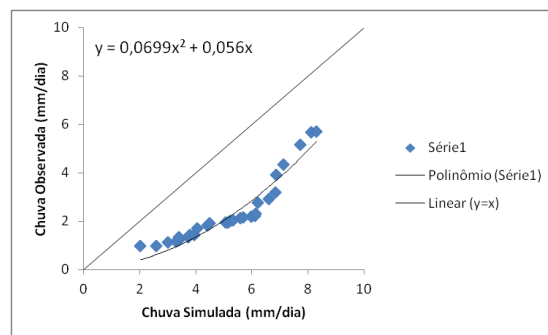
Setembro



Outubro

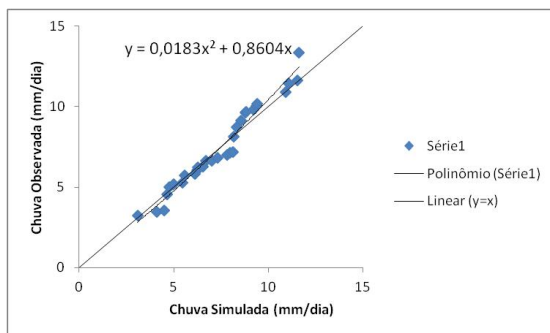


Novembro

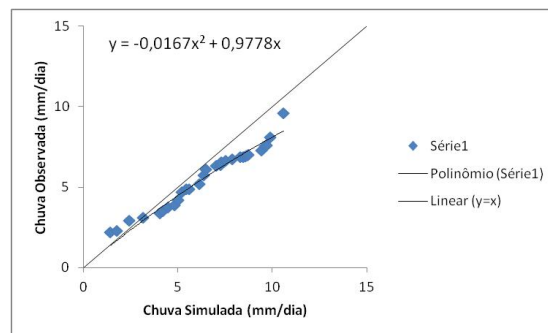


Dezembro

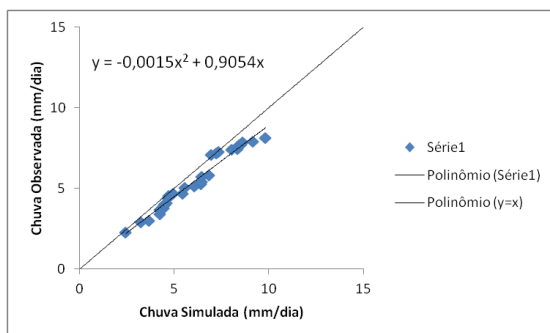
Figura 10.6: Semelhante à figura 10.5, mas para a área NEB.



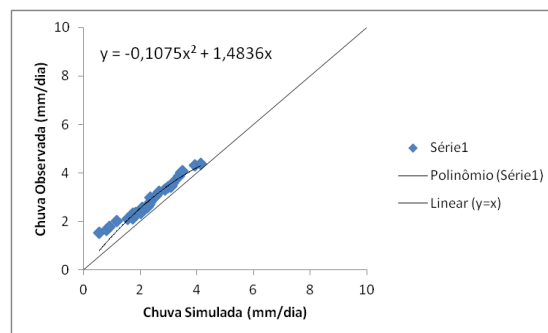
Janeiro



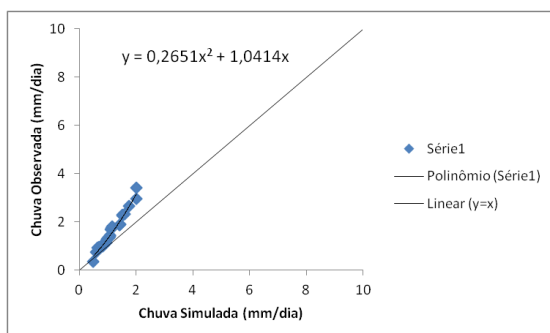
Fevereiro



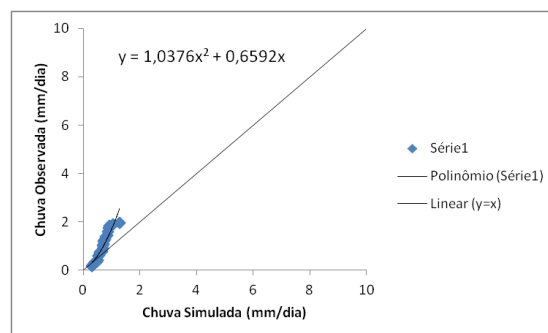
Março



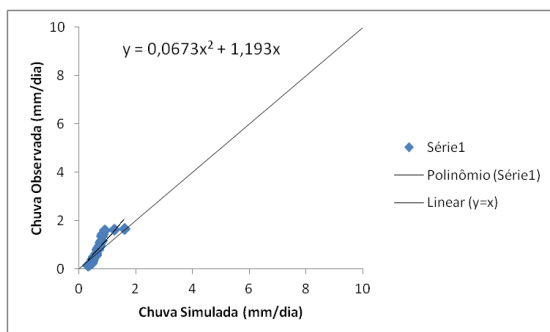
Abril



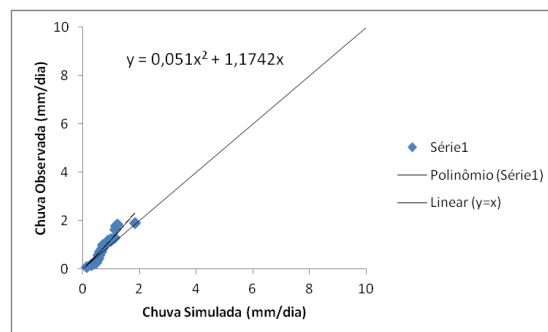
Maio



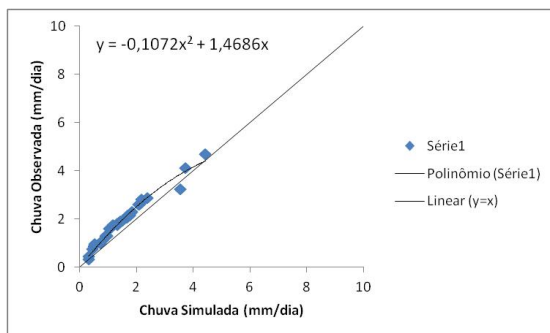
Junho



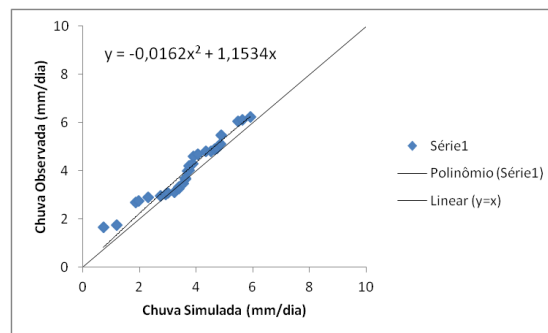
Julho



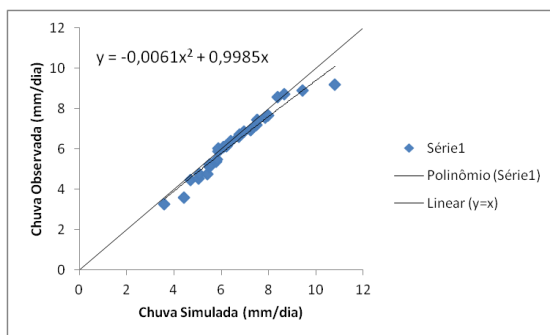
Agosto



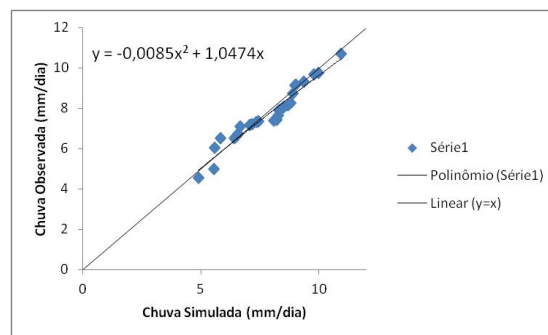
Setembro



Outubro

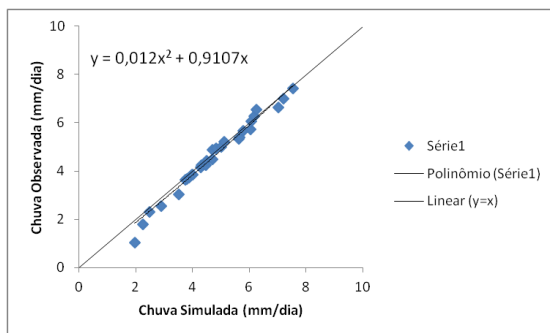


Novembro

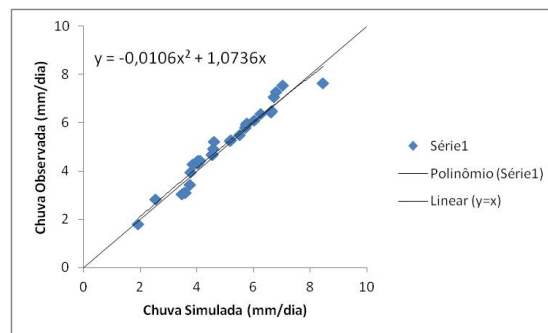


Dezembro

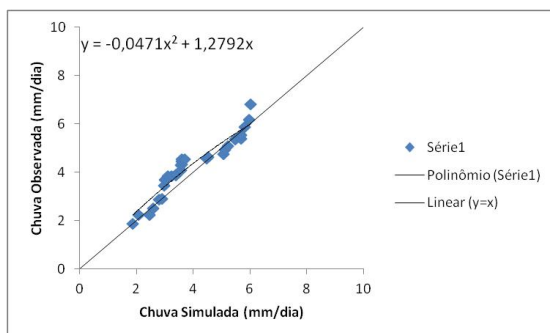
Figura 10.7: Semelhante à figura 10.5, mas para a área SE.



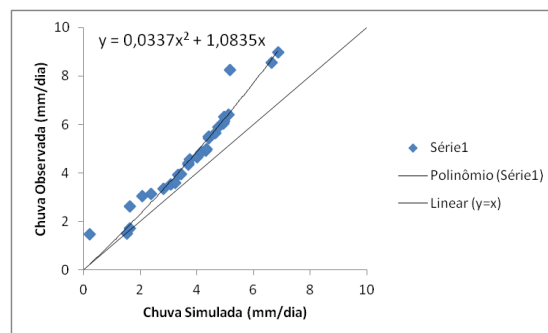
Janeiro



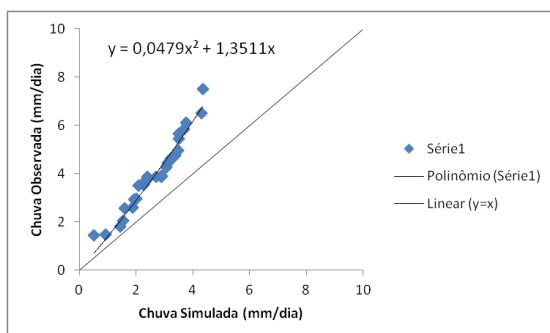
Fevereiro



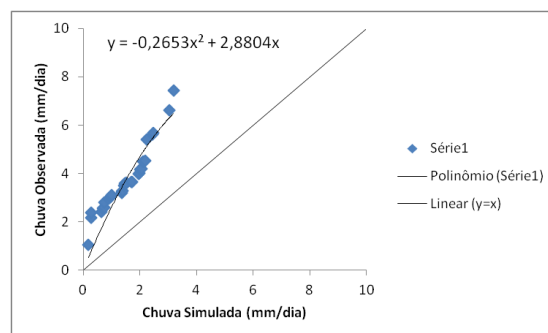
Março



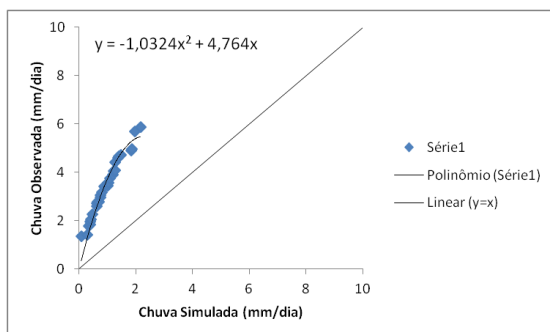
Abril



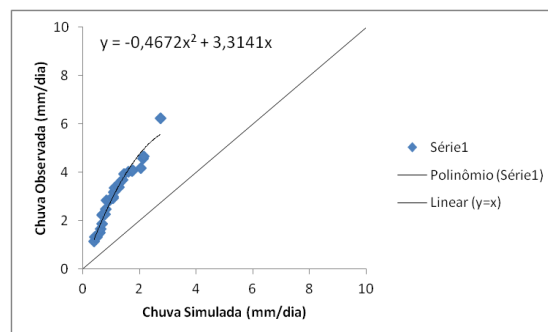
Maio



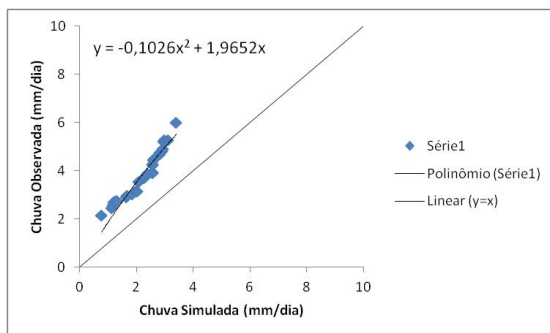
Junho



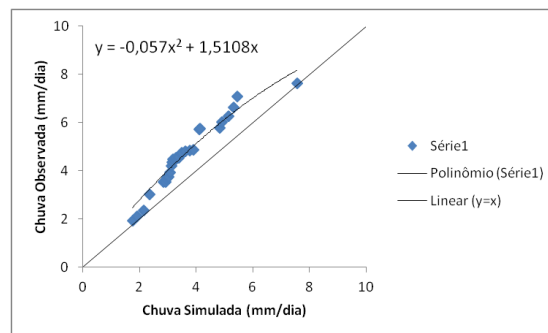
Julho



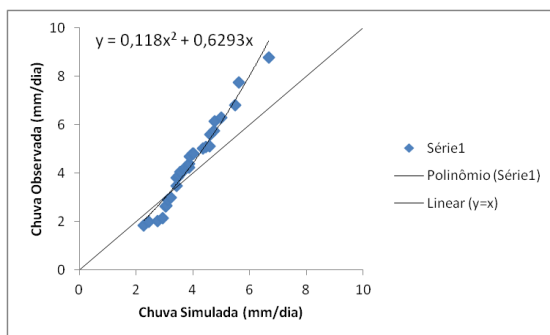
Agosto



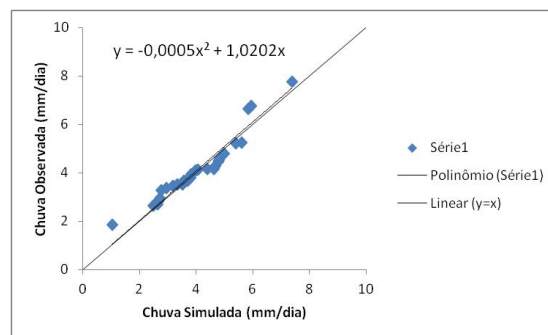
Setembro



Outubro



Novembro



Dezembro

Figura 10.8: Semelhante à figura 10.5, mas para a área SUL.